



**Applications de la télédétection infrarouge et visible en
océanographie. Etude de la zone de dilution
rhodanienne, observations des zones de production dans
le Golfe du Lion, et estimation de l'éclairement solaire
global en Méditerranée Occidentale**

Hervé Demarcq

► **To cite this version:**

Hervé Demarcq. Applications de la télédétection infrarouge et visible en océanographie. Etude de la zone de dilution rhodanienne, observations des zones de production dans le Golfe du Lion, et estimation de l'éclairement solaire global en Méditerranée Occidentale. Océan, Atmosphère. Université de la Méditerranée - Aix-Marseille II, 1985. Français. NNT : . pastel-00955845

HAL Id: pastel-00955845

<https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00955845>

Submitted on 5 Mar 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

T H E S E
présentée à
L'UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE II
pour l'obtention du titre de
DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE
EN OCEANOLOGIE
par HERVE DEMARCQ

APPLICATIONS DE LA TELEDETECTION INFRAROUGE ET VISIBLE
EN OCEANOGRAPHIE

ETUDE DE LA ZONE DE DILUTION RHODANIEENNE, OBSERVATIONS
DES ZONES DE PRODUCTION DANS LE GOLFE DU LION ET ESTIMATION DE
L'ECLAIREMENT SOLAIRE GLOBAL EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE

soutenue le 16 janvier 1985 devant la commission d'examen

Membres du jury	F. BLANC	Président
	M. LEVEAU	
	L. LOUBERSAC	
	B. STURM	
	M. TRAVERS	
	L. WALD	

CENTRE D'OCEANOLOGIE DE MARSEILLE
DIVISION PELAGOS - LABORATOIRE D'ECOLOGIE NUMERIQUE
UNITE DE RECHERCHE ASSOCIEE AU CNRS n° 41

Résumé :

Les travaux ont été effectués sur le golfe du Lion. Ils présentent des résultats combinés de l'interprétation d'images de satellites, obtenues dans l'infrarouge thermique (capteur AVHRR) et dans le domaine visible (capteur CZCS), avec des connaissances historiques et des mesures recueillies simultanément en mer.

Ils permettent, d'une part, d'estimer la forte variabilité spatio-temporelle de la zone de dilution rhodanienne, en particulier sous l'influence du vent local et du débit du fleuve, et, d'autre part, d'observer la formation hivernale d'eau profonde dans le golfe du Lion. L'évolution saisonnière des zones de production dans le golfe du Lion est suivie à l'aide d'images de la concentration relative en pigments chlorophylliens et de la température de la mer.

Le traitement d'images du spectre visible du satellite METEOSAT II permet l'estimation mensuelle de l'éclairement solaire global au niveau de la mer.

Mots clés : océanographie spatiale, télédétection, température de surface de la mer, couleur de la mer, chlorophylle, turbidité, upwelling, formation d'eau profonde, EURHOGLI, ensoleillement, Méditerranée occidentale.

Je remercie Christine, mon île pendant ce travail.
Je remercie la Fondation Feucherolles pour sa généreuse bourse d'étude.
Cette thèse leur est dédiée

AVANT - PROPOS

Ce travail a été effectué au Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Que Monsieur Monget, directeur du C.T.A.M.N., qui m'a accueilli dans son laboratoire, trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

Je remercie particulièrement Messieurs M. Leveau, du Laboratoire d'Ecologie Numérique, et L. Wald, du C.T.A.M.N., qui m'ont encadré dans ce travail.

Je remercie également Messieurs F. Blanc, directeur du Laboratoire d'Ecologie Numérique, M. le professeur Travers, L. Loubersac, du CNEXO, et B. Sturm, du Joint Research Center-Ispira, d'avoir accepté de juger mon travail.

Merci à Christine qui a affronté le TRS-80 avec moi pour la frappe.

S O M M A I R E

INTRODUCTION GENERALE

PREMIERE PARTIE : PRINCIPE DE LA MESURE RADIOMETRIQUE INFRA-ROUGE ET VISIBLE. TRAITEMENT SPECIFIQUE DES DONNEES SATELLITAIRES APPLIQUE A L'OCEANOGRAPHIE BIOLOGIQUE

	Page
1.1. INTRODUCTION.....	1.8
1.2. LA TELEDETECTION DANS L'I.R. THERMIQUE.....	1.9
1.2.1 Caractéristiques des satellites et des capteurs utilisés	
1.2.2 Le principe de la mesure	
1.3. LA TELEDETECTION DANS LE DOMAINE VISIBLE.....	1.11
1.3.1 La couleur de l'océan	
1.3.2 Propriétés optiques de l'océan	
1.3.3 Algorithmes d'extraction des paramètres marins	
1.4. LE CAPTEUR CZCS ET SON TRAITEMENT PROPRE POUR LA CORRECTION ATMOSPHERIQUE.....	1.22
1.4.1 Caractéristiques du capteur	
1.4.2 Etalonnage des données	
1.4.3 Elimination des effets atmosphériques	
1.5. TRAITEMENT DE L'IMAGERIE SATELLITAIRE AVHRR ET CZCS.....	1.38
1.5.1 Sélection et lecture des données	
1.5.2 Correction atmosphérique	
1.5.3 Rectification géométrique	

DEUXIEME PARTIE : APPORT DES DONNEES SATELLITAIRES
ET DES MESURES EN MER SUR LA CONNAISSANCE
DE LA ZONE DE DILUTION RHODANIENNE

	Page
2.1 OBJECTIFS.....	2.2
2.2 PRESENTATION DES DONNEES	2.4
2.2.1 Les données de télédétection	
2.2.2 Les données hydrauliques et météorologiques	
2.2.3 Les données recueillies en mer	
2.3 COMPORTEMENT DE LA NAPPE DE DILUTION DU RHONE OBSERVEE SUR LES THERMOGRAPHIES AVHRR DE 1979 A 1981.....	2.17
2.3.1 Repérage thermique de la nappe de dilution	
2.3.2 Influence du vent sur la nappe	
2.3.2.1 Mode d'action	
2.3.2.2 Temps d'établissement d'une situation hydrologique	
2.3.2.3 Variations spatio-temporelles sous l'effet du vent	
2.3.2.4 Exemple d'évolution rapide de la nappe thermique	
2.3.3 Influence du débit sur la nappe	
2.3.3.1 Action sur l'écoulement de la nappe	
2.3.3.2 Action sur la superficie	

2.4 CAMPAGNE EURHOGLI : APPORT DE L'IMAGERIE COULEUR DE LA MER... 2.43

2.4.1 Cartographie des zones à forte teneur en pigments

2.4.1.1 Distribution spatiale

2.4.1.2 Variations spatio-temporelles de la nappe chlorophyllienne du Rhône

2.4.1.3 Confrontation avec les mesures en mer

2.4.2 Cartographie des zones turbides

2.4.2.1 Distribution spatiale de la matière particulaire en suspension dans le golfe du Lion

2.4.2.2 Variations spatio-temporelles de la matière particulaire en suspension devant le Rhône

2.4.2.3 Comparaisons des cartes de seston et de pigments obtenues par satellite

2.4.2.4 Confrontation des mesures satellitaires avec les cartes de seston et les autres mesures en mer

2.5 CONCLUSION..... 2.78

TROISIEME PARTIE : OBSERVATION DES ZONES DE PRODUCTION
EN MEDITERRANEE NORD-OCCIDENTALE EN RELATION AVEC
LES PHENOMENES HYDROLOGIQUES MAJEURS

	Page
3.1 INTRODUCTION.....	3.2
3.2 LES UPWELLINGS COTIERS DANS LE GOLFE DU LION.....	3.2
3.2.1 Description à partir des données de télédétection	
3.2.2 Production associée	
3.3 PRODUCTION HIVERNALE ASSOCIEE AUX FORMATIONS D'EAU PROFONDE...	3.14
3.3.1 Description du processus de formation d'eau profonde	
3.3.2 Observations satellitaires de ces zones de formation	
3.3.3 Variations spatio-temporelles du phénomène	
3.3.4 Production associée et évolution dans le temps	
3.4 LE FRONT OCEANIQUE NORD-BALEARES OBSERVE PAR SATELLITE.....	3.49

QUATRIEME PARTIE : APPLICATION EN OCEANOGRAPHIE DE L'EVALUATION DE
L'ECLAIREMENT GLOBAL HORAIRE EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE

	Page
4.1 INTRODUCTION	4.2
4.2 EVALUATION DE L'INDICE D'ENNUAGEMENT.....	4.4
4.2.1 Définition	
4.2.2 Traitement séquentiel	
4.2.3 Etablissement de moyennes mensuelles	
4.3 EVALUATION DE L'ECLAIREMENT GLOBAL AU SOL.....	4.6
4.3.1 Définition	
4.3.2 Etude statistique	
4.3.3 Estimation de l'éclairement global au sol	
4.4 ACQUISITION ET TRAITEMENT DE ROUTINE.....	4.16
4.4.1 Acquisition des données	
4.4.2 Etablissement de cartes mensuelles d'éclairement global à midi	
4.5 DESCRIPTION ET DISCUSSION DES RESULTATS.....	4.25
4.5.1 Amplitude des variations mensuelles d'ensoleillement	
4.5.2 Variations locales de l'éclairement en Méditerranée occidentale	
4.6 CONCLUSION.....	4.32
CONCLUSION GENERALE	

INTRODUCTION

Les images satellitaires fournissent une vue synoptique de la zone d'étude, difficilement réalisable à partir des moyens de prospection à la mer. De plus, la répétitivité des observations à partir de l'espace, de l'ordre de quelques jours ou moins, permet d'étudier l'évolution spatio-temporelle, souvent rapide, des phénomènes marins observés.

Ces caractéristiques de la mesure satellitaire ont été exploitées pour mettre en évidence quelques phénomènes dynamiques et biologiques se déroulant en Méditerranée nord-occidentale, et plus particulièrement dans le golfe du Lion.

Cette thèse se compose de quatre parties.

Dans la première, la nature du signal mesuré par le radiomètre satellitaire, ainsi que son traitement, sont exposés.

La deuxième partie porte sur l'étude de la zone de dilution rhodanienne, ses apports nutritifs et sa réponse aux sollicitations météorologiques. L'influence marine des rejets du Rhône n'a, pour l'instant, été étudiée à l'aide de la télédétection que par Caraux, Austin (1982) dont les travaux portent sur la zone côtière et sont axés sur l'estimation de la concentration en chlorophylle.

Les thermographies satellitaires dépouillées systématiquement au Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels (C.T.A.M.N.) depuis plusieurs années constituent une base de données importante sur le Rhône et permettent de situer rapidement les nouvelles observations de couleur de la mer, issues du radiomètre CZCS (Coastal Zone Color Scanner), en rapport avec des phénomènes déjà en partie appréhendés, et de les relier aux grandes variations spatio-temporelles de la nappe de dilution.

Ces données permettent d'obtenir des cartes synthétiques de gradient de trois paramètres : la température de surface, la turbidité et la concentration en pigments chlorophylliens, qui ont été confrontés aux données de terrain acquises simultanément durant la campagne EURHOGLI 83.

La troisième partie de la thèse décrit, à partir d'images des concentrations en pigments chlorophylliens, des phénomènes de remontée de l'eau méditerranéenne intermédiaire, pendant la formation d'eau profonde, lors de l'hiver 1981.

Ces résultats confirment et précisent les observations effectuées en mer pendant les missions MEDOC de 1969 à 1975. Ils permettent de suivre l'évolution spatio-temporelle précise de ces zones de remontée.

Dans un deuxième temps, nous examinerons l'enrichissement en sels nutritif, consécutif à la remontée des eaux intermédiaires, et qui provoque d'importants développements planctoniques, dont nous suivons également l'évolution spatiotemporelle durant plusieurs mois.

La quatrième partie de la thèse est consacrée à l'estimation du rayonnement solaire global reçu au niveau de la mer, en Méditerranée occidentale.

Cette estimation est effectuée statistiquement à partir d'un grand nombre d'images du satellite METEOSAT II, à partir desquelles un indice d'enneuagement est calculé.

Des cartes mensuelles d'éclairement global sont établies à partir de cet indice, pour l'année 1983. Outre son intérêt climatique, l'éclairement est fiable aux caractéristiques thermiques de certaines zones méditerranéennes, en fonction de la stabilité des eaux de surface.

PREMIERE PARTIE

PRINCIPE DE LA MESURE

RADIOMETRIQUE INFRA-ROUGE ET VISIBLE

ET TRAITEMENT SPECIFIQUE DES DONNEES SATELLITAIRES

APPLIQUE A L'OCEANOGRAPHIE BIOLOGIQUE

I.1. INTRODUCTION

La première partie de cette étude est consacrée aux bases théoriques nécessaires à la compréhension des propriétés optiques liées aux caractéristiques physico-chimiques de l'eau de mer, ainsi qu'aux traitements spécifiques appliqués aux données de télédétection utilisées.

Nous exposons les différentes étapes du traitement appliqué aux images infra-rouge et de la couleur de la mer fournies par les capteurs AVHRR et CZCS pour en extraire des paramètres du milieu marin, couramment mesurés en océanographie, en particulier la température de surface, la concentration en seston et celle en pigments chlorophylliens.

I.2. LA TELEDETECTION DANS L'INFRA-ROUGE THERMIQUE

I.2.1 Caractéristiques des satellites et des capteurs utilisés

Les satellites d'observation de la série NOAA sont du type à défilement, c'est à dire qu'ils se déplacent par rapport à la terre. Ils ont une altitude d'environ 800 kilomètres. Leur orbite est quasi-polaire et leur période de révolution est d'environ 105 minutes. Ils sont dits héliosynchrones car ils survolent un point donné toujours à la même heure locale.

Pour la France, leur passage s'effectue en temps universel entre 7h30 et 9h30 TU ou entre 3h et 4h en orbite descendante (sens Nord-Sud) et entre 18h20 et 19h20 ou entre 14h et 15h en orbite ascendante, en fonction des satellites utilisés. Au printemps 1984, ces derniers étaient au nombre de deux : NOAA 6 et NOAA 7 lancés respectivement en juin 1979 et juin 1981. Le satellite TIROS N, lancé en octobre 1978, n'est plus en service actuellement.

Parmi les capteurs embarqués, nous ne citerons que le radiomètre A.V.H.R.R. (Advanced Very High Resolution Radiometer), monté pour la première fois sur le satellite TIROS N. Ce capteur possède notamment une bande passante opérant dans le domaine de l'infra-rouge thermique, de 10,5 à 11,5 microns. La résolution spatiale au nadir est de 900 m mais diminue au fur et à mesure que l'angle de visée augmente, pour atteindre environ 4 km à l'extrême bord de l'image. Le champ de balayage du capteur est d'environ 2000 km .

La composition de l'image, ligne par ligne, est effectuée par le mouvement de translation du satellite, tandis que chaque ligne est acquise par la rotation d'un miroir autour de l'axe de translation du satellite. L'étalonnage est assuré à bord par des mesures de rayonnement d'un corps noir maintenu à 290°K et du vide intersidéral qui peut être considéré comme un corps noir à 3°K. La résolution radiométrique est de 0,13 °K à la température de 300°K.

I.2.2 Le principe de la mesure

La surface marine peut être considérée comme un corps noir. C'est une source de rayonnement électromagnétique dont l'intensité totale et la répartition spectrale ne dépendent que de sa température et de ses propriétés de surface. Ce rayonnement est décrit notamment par les lois de PLANCK et de KIRCHOFF. Pour plus de détails sur la physique de ce rayonnement, on pourra se reporter à Gaussorgues (1980).

Ce rayonnement, dont l'intensité spectrale maximale est située aux environs de 10 microns, peut être mesuré depuis l'espace par le radiomètre AVHRR dans la bande spectrale 10,5 - 11,5 microns. Cette bande est également une fenêtre spectrale de transparence atmosphérique. Cependant, le coefficient de transmission atmosphérique est inférieur à l'unité et une partie de ce rayonnement est absorbée, essentiellement par la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère.

Du fait de cette absorption, la température déduite de la mesure radiométrique est inférieure à la température in situ. Néanmoins, les observations d'Albuisson et al (1979) et Wald, Nihous (1980) ont montré qu'en Méditerranée occidentale les mesures radiométriques donnaient une bonne estimation des gradients thermiques horizontaux in situ.

Ce rayonnement est émis par la pellicule très superficielle de l'océan, qui est parfois sujette à un fort échauffement diurne, sans aucun rapport avec la dynamique sous-jacente. Mais étant donné l'état d'agitation fréquent de la mer et le brassage qui s'ensuit, on peut considérer la mesure comme représentative de la température des cent premiers mètres.

En bref, les données thermographiques ne sont pas utilisables en valeur absolue sans recalage par de fréquentes mesures in situ, mais se prêtent très bien à l'étude des gradients thermiques de la couche de mélange.

I.3. LA TELEDETECTION DANS LE DOMAINE VISIBLE

I.3.1 La couleur de l'océan

En océanographie, le domaine du rayonnement visible est indissociable de la notion de couleur de l'océan qui est une sensation humaine, même si elle fait intervenir des bases physiques.

C'est à partir de l'observation visuelle qu'on a tout d'abord déterminé empiriquement la couleur de la mer en parlant d'eaux "vertes", riches en particules ou en substances biologiques, ou d'eaux "bleues", oligotrophes. On détermine habituellement la couleur de la mer par la répartition spectrale de l'éclairement diffus rétrodiffusé par l'eau (Ivanoff, 1975). Pour que cette définition soit valable quel que soit l'état du ciel, il faut faire abstraction de la réflexion du rayonnement de la voûte céleste qui modifie l'éclairement réfléchi diffus qui intervient également dans la couleur de la mer.

Avant d'imaginer les premières expériences satellitaires en océanographie biologique, plusieurs essais de classification optique des eaux ont été effectués, principalement en Europe et aux Etats Unis (Jerlov, 1951, 1976 ; Austin, 1974 ; Ivanoff, 1975 ; Morel, Prieur, 1977 ; Smith, Baker, 1978).

Toutes ces classifications sont basées sur des relations simples entre les propriétés optiques d'une part et la concentration en matières organiques dissoutes et en matières en suspension d'autre part.

Depuis que le spectre de la chlorophylle est connu, on a pu mettre en évidence en laboratoire que la présence de chlorophylle dans l'eau de mer déplace les longueurs d'onde du maximum de transparence de l'eau du bleu vers le jaune (Yentsch, 1960).

Il est donc possible de déterminer la teneur en chlorophylle de l'eau de mer (chlorophylle a + phéophytine a) à partir de mesures de la couleur de l'océan.

Plus généralement, il est possible, grâce à des capteurs multispectraux mesurant la couleur de l'océan c'est à dire la luminance de l'eau pour différentes longueurs d'onde du spectre visible, de déterminer certaines

caractéristiques biologiques qui sont liées aux propriétés diffusantes et absorbantes de l'eau de mer.

Ces mesures peuvent être effectuées à partir d'avions et même depuis l'espace, où le principe s'est avéré réalisable à partir de photographies prises par les astronautes.

Déjà avec le radiomètre multispectral MSS des satellites LANDSAT, dont le premier fut lancé en 1972, les premières mesures par satellite de la couleur de l'océan ont montré que celle-ci peut être liée à la présence de phénomènes de nature purement biologique (Maul, Gordon, 1975 ; Uno, 1979 ; Le Fèvre et al, 1983 ; Platt, Herman, 1979).

Le gradient de la concentration en pigments a également été utilisé comme indicateur de certains mouvements océaniques de moyenne échelle (Gower et al, 1980).

C'est en 1974 que débuta le projet C.Z.C.S. (Coastal Zone Color Scanner) lancé en 1978 à bord du satellite NIMBUS-7 et spécialement destiné à l'étude de la couleur de l'océan. Les premières images furent disponibles pour la plupart des investigateurs en 1979 (Hovis et al, 1980).

Depuis 1979, les études effectuées grâce aux données de CZCS se sont multipliées un peu partout dans le monde. Citons par exemple en Méditerranée : Viollier et al, 1980b ; Sturm, 1980 ; Sturm, 1981a ; Caraux, Austin, 1982 ; Nykjaer et al, 1984 ; en Manche : Dupouy, 1982 ; Holligan et al, 1983 ; sur les côtes nord-américaines : Clark, 1980 ; Gordon et al, 1980 ; Austin, Petzold, 1980 ; Smith, Baker, 1982 ; Smith et al, 1982 ; Gordon et al, 1982 ; Gordon et al, 1983 ; Aranuvachapun, Perry, 1981 ; Platt et Herman, 1983 ; en Afrique du sud : Shannon, 1979 ; Shannon et al, 1983.

I.3.2 Propriétés optiques de l'océan

La réflectance spectrale hémisphérique issue de la mer, notée R_w , peut s'exprimer en fonction des coefficients de rétrodiffusion et d'absorption de l'eau qui sont des propriétés intrinsèques du milieu, c'est à dire indépendantes des conditions d'observation. Ces coefficients sont notés respectivement b_b et a et sont liés à la réflectance hémisphérique R_w par une formule polynomiale de degré n (Gordon et al, 1975), de la forme :

$$R_w = r_n x^n \quad \text{avec } x = b_b/(a+b_b) \quad (1)$$

Prieur (1976) a démontré qu'en première approximation, la réflectance suivait approximativement une loi de la forme:

$$R_w = 0,33 b_b/a \quad (2)$$

L'incertitude par défaut est typiquement inférieure à 5 %. Les équations (1) et (2) donnent des résultats comparables pour des valeurs de b_b/a inférieures à 30 %, soit pour des valeurs de réflectance de l'ordre de 10 %, valeur maximum généralement observée.

Nous allons rapidement examiner les termes b_b et a , ainsi que leurs variations spectrales afin de cerner l'influence de l'ensemble des substances dissoutes et en suspension dans l'eau de mer sur la réflectance issue de la mer.

Morel (1980) a classé les eaux de mer en deux grandes catégories :

1) les eaux du cas 1 pour lesquelles l'activité phytoplanctonique, quelque soit son importance, possède une action prédominante sur les propriétés optiques de l'eau et où ne figurent pas d'autres substances que celles provenant directement ou indirectement de cette activité,

2) les eaux du cas 2 où peuvent se trouver présents à des doses même faibles et associés ou non à une activité phytoplanctonique, des

sédiments en suspension, des particules terrigènes, des substances organiques dissoutes ou d'autres substances dissoutes ou en suspension, d'origine humaine.

Les eaux du cas 1 caractérisent donc généralement les eaux du large tandis que celles du cas 2 se rapportent principalement aux zones côtières subissant des influences variées : apports des rivières et émissaires, zones à faible bathymétrie de remise en suspension des sédiments et zone de dilution des grands fleuves.

Les propriétés d'absorption et de diffusion liées à ces types d'eau sont faciles à définir théoriquement grâce à leur propriétés d'additivité. On peut donc définir les coefficients de diffusion et d'absorption totaux de l'eau de mer sous la forme :

$$\begin{aligned} a &= a_w + \sum c_i a_i \\ b &= b_{bw} + \sum c_i b_{bi} \end{aligned}$$

où a_w et b_{bw} représentent les coefficients totaux d'absorption et de diffusion de l'eau de mer pure représentés figure I.1, et a_i et b_{bi} représentent les contributions des divers constituants i présents à une concentration c_i . On constate que a_w et b_{bw} varient fortement et en sens inverse dans l'ensemble du spectre visible.

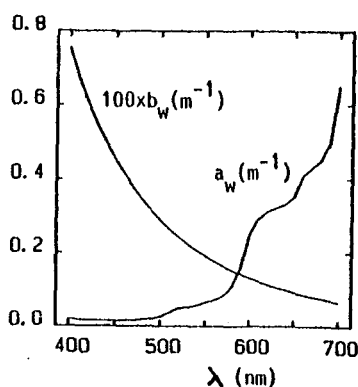


Figure I.1 Courbes d'absorption et de diffusion spectrale de l'eau de mer pure, d'après Sathyendranath, Morel, 1981.

Le rapport b_b/a augmente fortement vers les courtes longueurs d'onde. Autrement dit, la réflectance de l'eau de mer pure est plus forte pour la lumière bleue que pour la lumière jaune ou rouge, ce qui détermine sa couleur habituelle. Les autres constituants présents dans l'eau de mer contribuent à l'augmentation de a et b_b par leur indice propre a_i et b_{bi} associé à une concentration spécifique c_i .

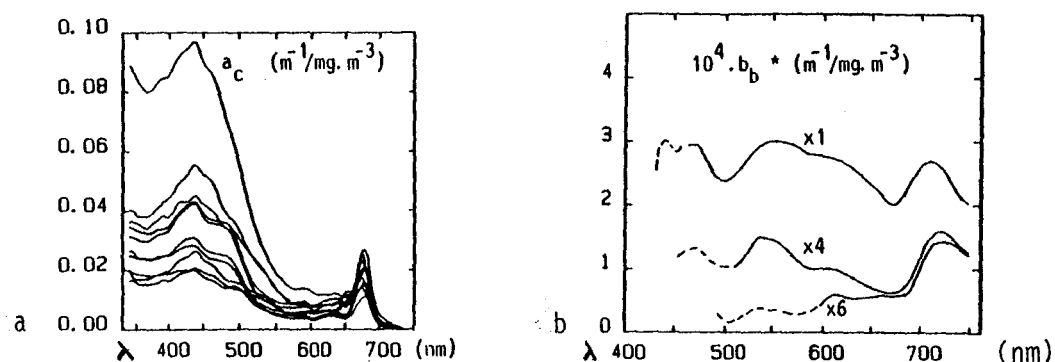


Figure I.2 : a : Variations spectrales du coefficient d'absorption du phytoplancton (a_c) mesuré en laboratoire pour diverses d'espèces d'algues, donc pour des concentrations différentes en chlorophylle a.

On remarque un maximum d'absorption important à 440 nm, où l'on observe également la plus forte variabilité.

b : Variations spectrales du coefficient de diffusion du phytoplancton (b_b). D'après Sathyendranath, Morel, 1981.

Les figures I.2 à I.4 montrent les variations spectrales des coefficients d'absorption et de diffusion des divers constituants pouvant être présents dans l'eau de mer.

On constate que l'absorption spécifique du phytoplancton (figure I.2a) est caractérisée par un net maximum absolu à 440 nm et un autre moins marqué à 670 nm correspondant aux propriétés de fluorescence de la chlorophylle.

Par contre, le coefficient de diffusion du phytoplancton ne varie pas significativement dans le spectre visible (figure I.2b) et ses variations relatives peuvent être négligées.

La matière organique dissoute ou "substance jaune" possède un spectre d'absorption à peu près exponentiel (figure I.3) avec de très fortes valeurs pour les courtes longueurs d'onde. Son coefficient de diffusion est par contre négligeable en regard de celui de l'eau de mer pure. Si des substances jaunes sont présentes, elles sont alors difficiles à discerner optiquement du phytoplancton par CZCS qui ne dispose pas de mesures de réflectance dans une très faible longueur d'onde, 400 nm par exemple.

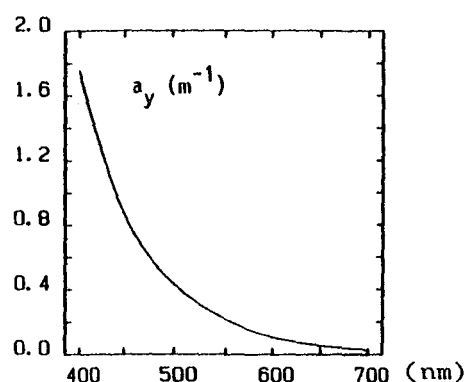


Figure I.3 : Variations spectrales du coefficient d'absorption (a_y) des substances jaunes dissoutes dans l'eau de mer. La diffusion est négligeable en regard de celle de l'eau de mer pure. Comme pour la chlorophylle, l'absorption est importante pour les courtes longueurs d'onde. D'après Satyendranath, Morel, 1981.

Les autres substances contenues dans l'eau de mer sont les particules en suspension d'origine non végétale comme les particules terrigènes ou les sédiments remis en suspension. Les mesures de Whitlock et al (1981), présentées figure I.4, montrent que leur coefficient d'absorption (a_p) présente un net minimum à 650 nm tandis que leur coefficient de diffusion (b_{bp}) dépend peu de la longueur d'onde (figure I.4a). Ce dernier est alors calculé par la théorie de diffusion de Mie. Par conséquent, la réflectance spectrale associée à des eaux chargées en particules minérales est toujours élevée et présente un maximum vers 600 nm (figure I.4b).

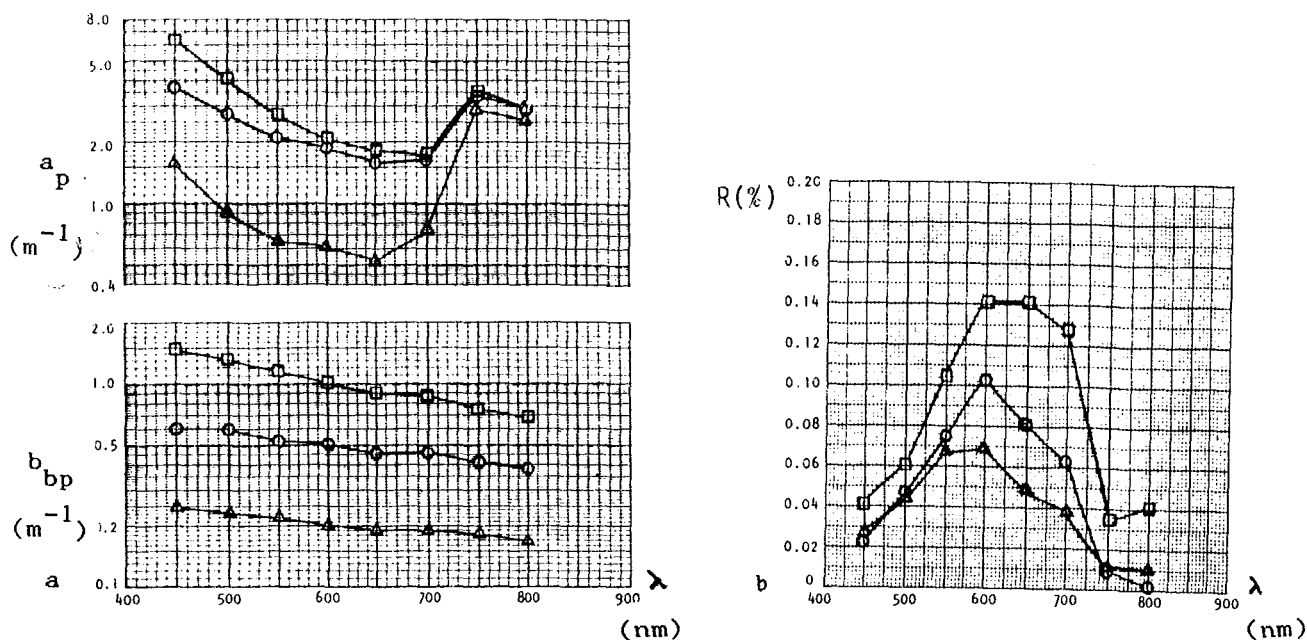


Figure I.4 : a : Variations spectrales du coefficient d'absorption (a_p) et de diffusion (b_{bp}) des particules minérales en suspension dans l'eau de mer pour diverses concentrations.

b : Réflectance spectrale de l'eau de mer chargée en particules, résultant des propriétés précédentes (voir équation 2).
D'après Whitlock et al, 1981.

En bref :

- une eau chargée en pigments chlorophylliens aura une réflectance à 440 nm moins élevée que l'eau de mer pure, de par une plus grande absorption du rayonnement.
- une eau chargée en particules aura une réflectance plus élevée que l'eau de mer pure, dans tout le spectre visible.

Grâce à l'équation (2), ces connaissances permettent d'interpréter correctement les mesures spectrales de réflectance obtenues sur les images issues du capteur CZCS en discernant les zones marines oligotrophes des zones de plus forte production et de celles où domine le matériel particulaire en suspension.

I.3.3 Algorithmes d'extraction des paramètres marins

Les réflectances marines mesurées in situ ont donc des caractéristiques spectrales bien différentes selon qu'elles concernent des eaux du cas 1 ou 2 de la classification de Morel.

Ainsi, pour de l'eau du cas 1 ne contenant que du phytoplancton et des substances associées, la réflectance est d'autant plus faible à 440 nm que la concentration est plus forte (figure I.5) en raison du pic d'absorption spécifique de la chlorophylle à cette longueur d'onde. La réflectance à 550 nm est par contre très peu dépendante de la concentration et devient supérieure à celle à 440 nm pour les eaux riches en chlorophylle.

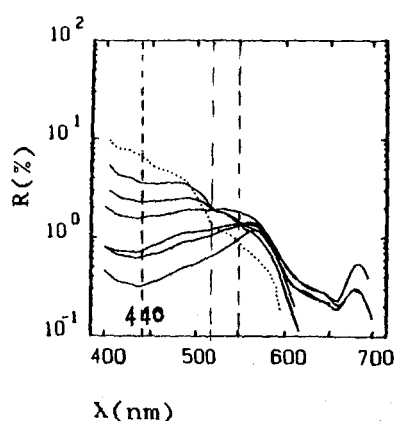


Figure I.5 : Variations spectrales de la réflectance R mesurée in situ dans des eaux du cas 1 de Morel, c'est à dire ne contenant que du phytoplancton, et pour diverses concentrations. La longueur d'onde à 440 nm permet de discriminer au mieux les différentes concentrations en chlorophylle. La courbe de réflectance de l'eau pure est figurée en pointillés. D'après Sathyendranath, Morel, 1981

Pour de l'eau du cas 2, où dominant généralement les matières minérales en suspension, les caractéristiques spectrales de la réflectance issue de la surface de la mer font apparaître un maximum plat entre 500 et 600 nm (figure I.6).

Pour une catégorie d'eau donnée, la concentration de la substance dominante peut être estimée quantitativement grâce à une combinaison des valeurs de réflectance dans plusieurs longueurs d'onde. Pour des eaux strictement du cas 1, la différence ou le rapport des réflectances à 440 et 550 nm, correspondant aux canaux 1 et 3 de CZCS, est liée à la concentration en

pigments chlorophylliens. De même, d'après la figure I.6, d'autres combinaisons de ces canaux sont liées à la concentration en matières en suspension quand celle-ci est dominante.

Pour de l'eau du cas 2 contenant à la fois de la chlorophylle et des matières particulaires en suspension en assez forte proportion, tout essai de détermination de la concentration en chlorophylle est vain, la réflectance mesurée par le satellite étant une combinaison de celles provenant des deux substances dont les propriétés optiques sont très différentes.

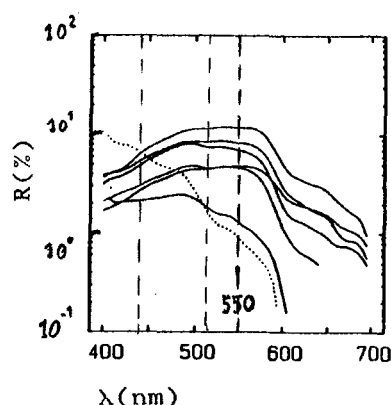


Figure I.6 : Variations spectrales de la réflectance mesurée dans des eaux du cas 2 de Morel, où dominent les matières minérales en suspension. La longueur d'onde 550 nm permet la meilleure discrimination pour les différentes concentrations. D'après Sathyendranath, Morel, 1981.

Les algorithmes de passage des réflectances hémisphériques aux concentrations sont déterminés empiriquement à partir de mesures in situ et des réflectances déduites des mesures satellitaires en calculant la meilleure corrélation entre la concentration du paramètre considéré et la combinaison de réflectance choisie.

Depuis longtemps, les auteurs ayant effectué des mesures de chlorophylle et disposant de mesure de télédétection aéroportée, ont calculé des algorithmes généralement de la forme :

$$C = k(R_x/R_y)^j$$

C est la concentration du paramètre considéré, R_x et R_y les réflectances

spectrales de l'eau mesurées par télédétection et k et j les coefficients de passage, largement variables pour chaque auteur et valables uniquement pour le type d'eau étudié.

Pour la chlorophylle, citons l'algorithme de Gordon et al (1983) déterminé sur un grand nombre de mesures dans des eaux du cas 1 et qui est celui utilisé par la NASA pour les données de CZCS :

$$C_{chl} = 1,13 (R_{440}/R_{550})^{-1,71}$$

pour des concentrations C_{chl} inférieures à 1,5 mg/m³. Pour des concentrations supérieures, la réflectance mesurée dans le canal 440 nm devient trop faible pour être estimée précisément, alors que la réflectance augmente dans le canal 520 nm, en raison du déplacement du bleu vers le jaune du maximum d'absorption de la chlorophylle observé par Yentsch (1960). On utilise alors le rapport des réflectances des canaux 1 et 2 de CZCS, soit ceux à 440 et 520 nm.

Sur le golfe du Lion, cet algorithme a été utilisé a priori par Caraux, Austin (1982) mais donne d'assez mauvais résultats pour toutes les zones côtières où la présence de fortes concentrations en matières particulaires en suspension fausse fortement le principe de la méthode.

Des algorithmes très similaires sont utilisés pour déterminer la concentration en matériel particulaire.

Tous ces algorithmes sont à employer de manière très critique car ils sont spécifiques aux cas étudiés et leur élaboration est souvent assez empirique. La précision obtenue à partir de CZCS est dans les meilleurs cas de +30 % pour des eaux du large (Gordon et al, 1983). De plus, l'imprécision de calibration du canal 1 de CZCS qui n'a cessé de croître, peut, à elle seule, diminuer considérablement la précision des résultats en valeur absolue.

Pour ces raisons, nous avons choisi d'utiliser dans cette étude les images du capteur CZCS en vue de discriminer le mieux possible les variations de la concentration en pigments chlorophylliens et en seston total, et non d'obtenir des concentrations absolues dont la signification serait pour le

moins très incertaine dans toute la partie Nord du golfe du Lion où la turbidité est assez forte.

De plus, la campagne EURHOGLI fut conçue pour répondre aux besoins d'utilisateurs très divers et n'était pas orientée sur l'apport de données d'optique marine adaptées à la calibration précise des réflectances marines. Sa stratégie a été surtout axée sur l'apport de données de terrain à grande échelle, parmi lesquelles certaines se prêtent bien à la télédétection.

Pour atteindre nos buts, nous avons essentiellement utilisé les canaux à 440 et 550 nm. En effet, les figures I.5 et I.6 montrent que la longueur d'onde 440 nm est la plus apte à mettre en évidence les variations de la concentration en pigments chlorophylliens tandis que celles de 520 nm et surtout 550 nm discriminent au mieux les variations de concentration en particules totales en suspension.

Les cartes de répartition de ces deux paramètres ainsi obtenues apportent de nombreuses informations spatio-temporelles sur l'ensemble du golfe du Lion.

I.4 LE CAPTEUR CZCS ET SON TRAITEMENT PROPRE POUR LA CORRECTION ATMOSPHERIQUE

La rédaction de ce chapitre est le résultat d'une compilation bibliographique agrémentée de discussions avec quelques spécialistes des problèmes de correction atmosphérique. On y présente les caractéristiques du capteur CZCS et les différentes étapes du traitement de ses données.

Le traitement est assez complexe. En effet, d'une part les calibrations du capteur ne sont pas fiables, ce qui compromet l'étalonnage des mesures en luminance, et d'autre part ce capteur n'a pas été conçu pour permettre une correction précise des effets atmosphériques.

Le traitement comprend deux étapes principales.

Dans la première s'effectue l'étalonnage des données en luminances. Des valeurs d'étalonnage ont été calculées avant le lancement du satellite. Cependant, ces valeurs doivent être légèrement modifiées pour tenir compte des changements intervenus après le lancement. De plus, la sensibilité de CZCS décroît nettement avec le temps, vraisemblablement à cause d'un encrassement des détecteurs, ce qui oblige à modifier encore ces paramètres d'étalonnage en fonction du temps écoulé depuis le lancement du satellite.

Dans la deuxième étape, sont corrigés les effets atmosphériques. Si les effets atmosphériques constants, c'est à dire ne dépendant que de la géométrie d'observation, peuvent être éliminés avec une bonne précision, il n'en est pas de même pour les effets dus aux aérosols pour la correction desquels un certain empirisme est de règle.

I.4.1 Caractéristiques du capteur

Le capteur multispectral CZCS (Coastal Zone Color Scanner), embarqué par le satellite NIMBUS 7, possède six canaux dont quatre dans le domaine visible, un dans le proche infra-rouge et un dans l'infra-rouge moyen (voir tableau I.1).

Les principales caractéristiques du satellite sont les suivantes:

- orbite: héliosynchrone
- altitude d'observation: 955 km
- champ instantané: 0,0495 degré
- largeur du pixel au nadir: 825 m
- largeur du champ balayé: 79 degrés
- nombre de pixels par ligne: 1968, soit 1566 km

Le capteur possède en outre la particularité de pouvoir incliner le plan de balayage jusqu'à 20 degrés de la verticale dans le sens de la marche afin d'éviter la réflexion spéculaire du soleil. Cet angle d'inclinaison est appelé le tilt du capteur.

n° canal	: λ centr. :	largeur :	rapport signal/bruit :
	(nm)	(nm)	(radiance entrée en $\text{mW.cm}^2.\text{ster}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$)
1	: 443	: 20	: 150 jusqu'à 5,41
2	: 520	: 20	: 140 jusqu'à 3,50
3	: 550	: 20	: 125 jusqu'à 2,86
4	: 670	: 20	: 100 jusqu'à 1,34
5	: 750	: 100	: 100 jusqu'à 10,8
6	: 11500	: 2000	: 0,220°K à 270°K
	:	:	:

Tableau I.1 : Caractéristiques principales des 6 canaux du CZCS

I.4.2 Etalonnage des données

L'étalonnage représente une étape cruciale dans le traitement des données CZCS car toute imprécision de mesure et de calcul à ce niveau entraîne des erreurs toujours croissantes dans la suite du traitement. Ainsi, une simple imprécision sur la calibration de 5 % peut entraîner par la suite une erreur de 200% dans l'estimation de la réflectance issue de l'océan, qui, il faut le souligner, ne représente qu'environ 10% de la réflectance totale mesurée par le capteur.

I.4.2.1 Transformation du signal en luminance spectrale

La mesure par le capteur de la luminance terrestre est transformée en tension électrique, amplifiée, puis codée sur 8 bits, soit 256 valeurs en comptes numériques (de 0 à 255).

Ces comptes numériques sont notés CN. Pour chacun des canaux du CZCS, la transformation en luminance spectrale (en anglais "spectral radiance") est donnée par la formule:

$$L = S.CN + I \quad (1)$$

S et I étant respectivement les valeurs de la pente (slope, en anglais) et de l'ordonnée à l'origine (intercept, en anglais) de la droite de calibration.

Les luminances spectrales s'expriment en $\mu W.cm^{-2}.ster^{-1}.nm^{-1}$.

Des tables de calibration (tableau I.2) ont été établies avant le lancement du satellite pour chacun des quatre premiers canaux et pour les quatre gains possibles des détecteurs, avec une précision qui, d'après Viollier (1982), serait de l'ordre de +10 %. Cette précision est trop faible pour l'utilisation qui est généralement faite des données issues de ce capteur et pour lesquelles on pourrait en souhaiter une supérieure.

La plupart des auteurs introduisent généralement une correction supplémentaire visant à corriger les valeurs de calibration pour les 3 premiers canaux, de manière à uniformiser les valeurs des $\epsilon(\lambda_i, \lambda_4)$ lors de la correction atmosphérique (paragraphe 4.3).

I.4.2.2 Correction de la perte de sensibilité du capteur

A partir d'observations successives dans le temps, il a été remarqué une décroissance de la sensibilité de CZCS. Austin (1980) suggère d'utiliser des zones océaniques claires, par faible atténuation atmosphérique, pour estimer cette décroissance.

CZCS Pre-Launch Calibration Tables (Computed from Ball Bros. Rpt. F78-11 Rev A) Gain on Basis 1-4							
GAIN 1				GAIN 2			
Chan.	Slope	Intercept	Sat. Rad.	Chan.	Slope	Intercept	Sat. Rad.
1.	0.04452	0.03963	11.393	1.	0.03589	0.05276	9.205
2.	0.03103	0.06361	7.976	2.	0.02493	0.08826	6.445
3.	0.02467	0.07992	6.370	3.	0.02015	0.06247	5.201
4.	0.01136	0.01136	2.909	4.	0.00897	0.03587	2.323
5.	0.09416	-0.02825	23.983	5.	Same		
6.	-0.00407	1.7930	1.793 to 0.755	6.	Same		
GAIN 3				GAIN 4			
Chan.	Slope	Intercept	Sat. Rad.	Chan.	Slope	Intercept	Sat. Rad.
1.	0.02968	0.02879	7.597	1.	0.02113	0.03359	5.422
2.	0.02032	0.09752	5.279	2.	0.01486	0.05647	3.846
3.	0.01643	0.06570	4.255	3.	0.01181	0.04723	3.059
4.	0.00741	0.02963	1.919	4.	0.00535	0.01604	1.380
5.	Same			5.	Same		
6.	Same			6.	Same		
Saturation Radiances in $\mu\text{w}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\text{nm}^{-1}$ (for count 255) $L_n = S_n \cdot C_n + I_n$ L_n = Aperture Radiance of Channel n ($\mu\text{w}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\text{nm}^{-1}$) C_n = Pixel Value (Count) for Channel n S_n = Calibration Slope for Channel n I_n = Calibration Intercept (Offset) for Channel n N.B. A change in pixel value of 1 count results in a change in estimated radiance equal to the value of the slope, e.g., for gain 1, one count in channel 1 is equal to 0.04452 $\mu\text{w}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\text{nm}^{-1}$.							

Tableau I.2 : Tables théoriques d'étalonnage des quatre premiers canaux de CZCS établies avant le lancement du satellite pour les quatre gains possibles. D'après le rapport final des Ball Brothers, 1978.

Différentes fonctions de correction ont été proposées pour en tenir compte (Austin, 1980 ; Gordon, 1980 ; Sturm, 1980 ; Viollier, 1982).

Si $F(\lambda)$ est le terme correctif, la luminance spectrale réelle devient:

$$L(\lambda) = CN(\lambda) S(\lambda) F(\lambda) + I(\lambda) \quad (2)$$

Les fonctions proposées par les auteurs cités diffèrent sensiblement, surtout extrapolées aux numéros d'orbite élevés.

Le tableau I.3 indique les principales formules originales utilisées pour corriger cette dérive qui est considérée comme étant exponentielle décroissante.

Auteur	:	Viollier	:	Austin	:	Gordon	:	Sturm
	:		:		:		:	
Terme de	:		:		:	$B \frac{1-3200}{1-N}$:	
correction:		$A_0/(1-s.N)$:	$D.e^m N$:		:	$e^k N$
	:		:		:		:	

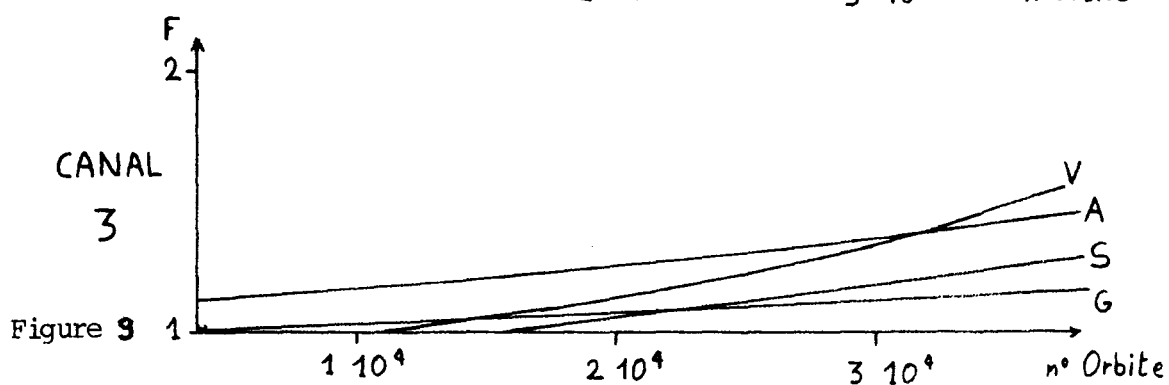
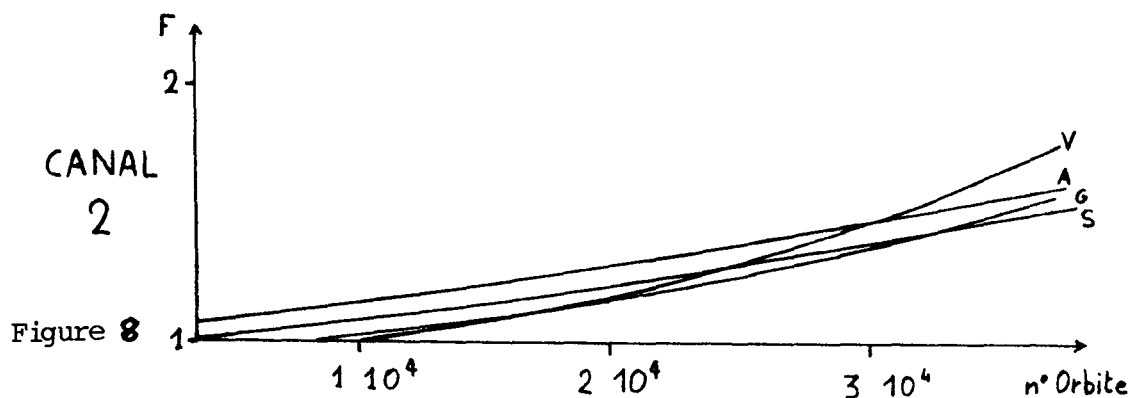
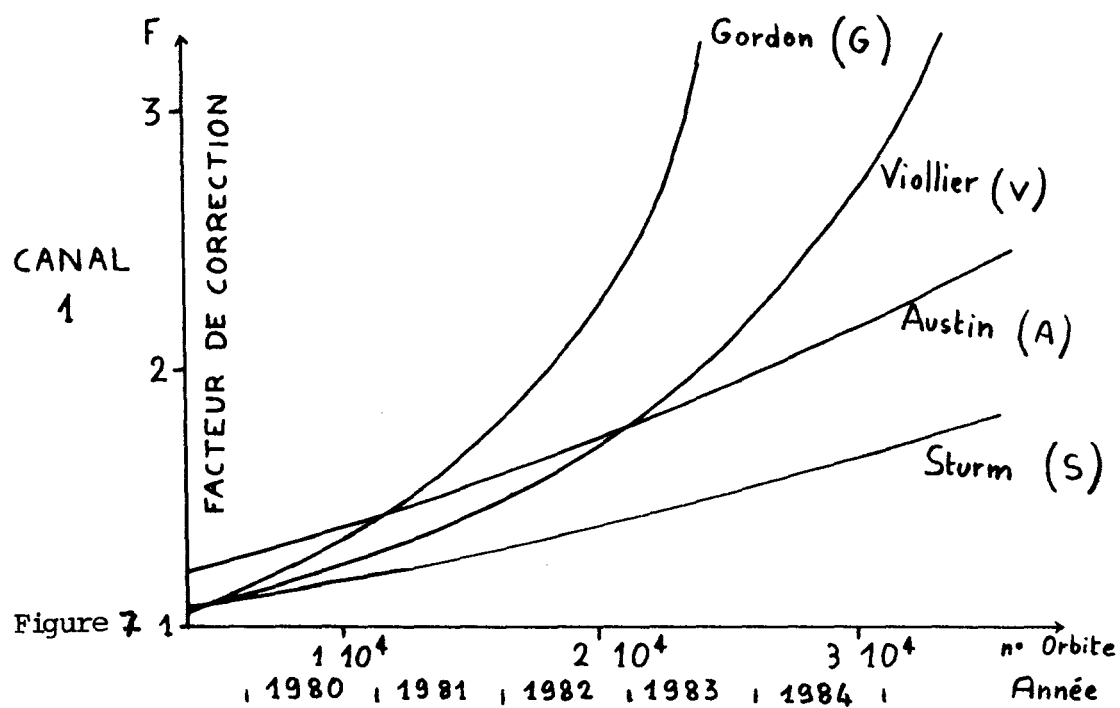
Tableau I.3 : Formules de correction de dérive $F(\lambda)$ utilisées par les auteurs cités plus haut pour la calibration de CZCS (N est le numéro d'orbite).

D'après l'analyse des données CZCS portant sur les premières années de son fonctionnement, seuls les quatre premiers canaux paraissent significativement affectés par cette dérive.

Les figures I.7 à I.9 représentent les courbes de correction $F(\lambda)$ pour les trois premiers canaux.

On remarque que le canal 1 est de loin le plus affecté par cette perte de sensibilité qui atteint, d'après la formule utilisée par Viollier, environ 40 % en deux ans, entre 1981 et 1983 (soit environ entre les numéros d'orbite 10 000 à 20 000).

Ceci représente une possibilité d'erreur énorme par rapport aux ordres de grandeur des réflectances. En effet, pour un numéro d'orbite de 15000 et en utilisant les 2 formules de correction les



Figures I.7 à I.9 : Fonctions de correction appliquées aux valeurs codées brutes des trois premiers canaux CZCS et appliquées par les différents auteurs pour tenir compte de la perte de sensibilité progressive du capteur.

plus extrêmes, il peut résulter une différence de 30% sur l'estimation de la calibration du canal 1.

D'une telle erreur, amplifiée par les calculs de correction atmosphérique (rappelons que la réflectance de l'eau ne représente qu'environ 10% de la réflectance totale), il peut résulter une imprécision d'un facteur de 2 à 4 sur la valeur de la teneur en pigments.

Le désaccord entre les auteurs provient essentiellement des différentes méthodes de correction atmosphériques utilisées, ainsi que des différentes valeurs de l'éclairement extra-terrestre, des épaisseurs optiques et du coefficient d'Angström notamment.

Conscients de l'erreur pouvant dériver de l'approximation de cette correction, nous choisirons pour la suite de l'étude la formule de Viollier (1982), représentative de la tendance moyenne.

I.4.2.3 Transformation en réflectance

La luminance étant une grandeur totalement dépendante des conditions de l'éclairement ambiant, elle ne représente qu'une propriété apparente du milieu visé. Un albédo ou une réflectance hémisphérique (rapport des éclairagements montants et descendants) représente une propriété plus intrinsèque du milieu étudié, car nettement moins dépendante des conditions d'éclairement. Comme il a été vu au § I.3.2, celle-ci peut être modélisée en fonction des différents constituants de l'eau de mer qui influent sur les propriétés optiques de cette dernière.

La réflectance hémisphérique est par définition :

$$R(z) = E_u(z) / E_d(z) \quad (3)$$

où $E_u(z)$ et $E_d(z)$ sont les éclairagements respectivement montants et descendants mesurés à la profondeur ou à l'altitude z .

Un éclairagement s'exprime en $W.m^{-2}$ alors qu'une réflectance s'exprime sans unité.

Cependant, c'est la réflectance bidirectionnelle qui est mesurée par le capteur. Elle est le rapport des luminances dans les directions d'observation (θ, ϕ) et d'incidence (θ_0, ϕ_0) . Elle s'écrit :

$$R(\theta_0, \phi_0, \theta, \phi) = L(\theta, \phi) / L(\theta_0, \phi_0) \quad (4)$$

avec θ : angle zénithal d'observation
 ϕ : angle azimuthal d'observation
 θ_0 : angle zénithal solaire
 ϕ_0 : angle azimuthal solaire

Dans le cas de réflectances bidirectionnelles issues de la mer, R_w , différents travaux de simulation numérique (voir Viollier, 1980, pour une bibliographie complète) ont montré que la réflectance R_w peut être assimilée à la réflectance hémisphérique sous certaines conditions qui sont :

- angle zénithal solaire inférieur à 60°
- point visé, capteur et soleil alignés à 20° près
- angle de visée inférieur à 70°

D'après les caractéristiques de la géométrie d'observation de CZCS au cours de l'année, Viollier (1976) estime l'erreur faite en supposant R_w constant, inférieure à 5% de la valeur de R_w .

Par contre, lors de la correction atmosphérique, il est nécessaire de considérer la bidirectionnalité des phénomènes.

Dans le cas de notre capteur, le calcul de la réflectance à la surface de l'océan fait tout d'abord intervenir l'estimation de la luminance incidente suivant les étapes suivantes:

- Normalisation de la luminance mesurée par le capteur au flux incident
- Correction de la distance terre-soleil
- Correction de la géométrie solaire

Dans le cas d'un éclaircissement direct par le soleil, la réflectance mesurée par le satellite peut s'écrire :

$$R_{\lambda}(\theta_0, \phi_0, \theta, \phi) = \pi \cdot L_{\lambda}(\theta, \phi) / (E_{0\lambda} \cos(\theta_0))$$

avec $L_{\lambda}(\theta, \phi)$: luminance spectrale mesurée par le capteur
 $E_{0\lambda}$: éclaircissement spectral instantané d'une surface située en dehors de l'atmosphère, normalement aux rayons solaires

Par la suite, la réflectance bidirectionnelle $R_{\lambda}(\theta_0, \phi_0, \theta, \phi)$ sera appelée réflectance et notée R (en se rappelant toutefois que R_w , issue de l'eau, est une réflectance hémisphérique).

La précision sur les valeurs des réflectances issues de la mer est donc directement liée à celle sur $E_{0\lambda}$, constante malheureusement non mesurée par le satellite.

Il est important de noter que les termes correctifs sur la calibration de CZCS ainsi que ceux prenant en compte la dérive du capteur et proposés par les différents auteurs sont indissociables des valeurs de $E_{0\lambda}$ correspondantes car ils ont été calculés en conséquence et varient légèrement suivant les méthodes de calcul et les hypothèses adoptées par chacun.

Le flux énergétique solaire extra-terrestre est donné dans la littérature par sa valeur moyenne et doit être corrigé des variations saisonnières dues à l'excentricité de l'orbite terrestre autour du soleil (figure I.10).

D'après Gordon et al (1983), l'éclaircissement solaire instantané est donné par la formule :

$$E_0 = f E_{\text{sun}} \quad \text{avec } f = [1 + e \cos(2\pi(J-3)/365)]^2 \quad (6)$$

avec J : valeur du jour julien (1 à 365)
 e : excentricité de l'orbite terrestre = 0.016
 E_{sun} : constante spectrale solaire moyenne

Les valeurs de E_{sun} utilisées sont celles de Viollier (1982) et sont données par le tableau I.4.

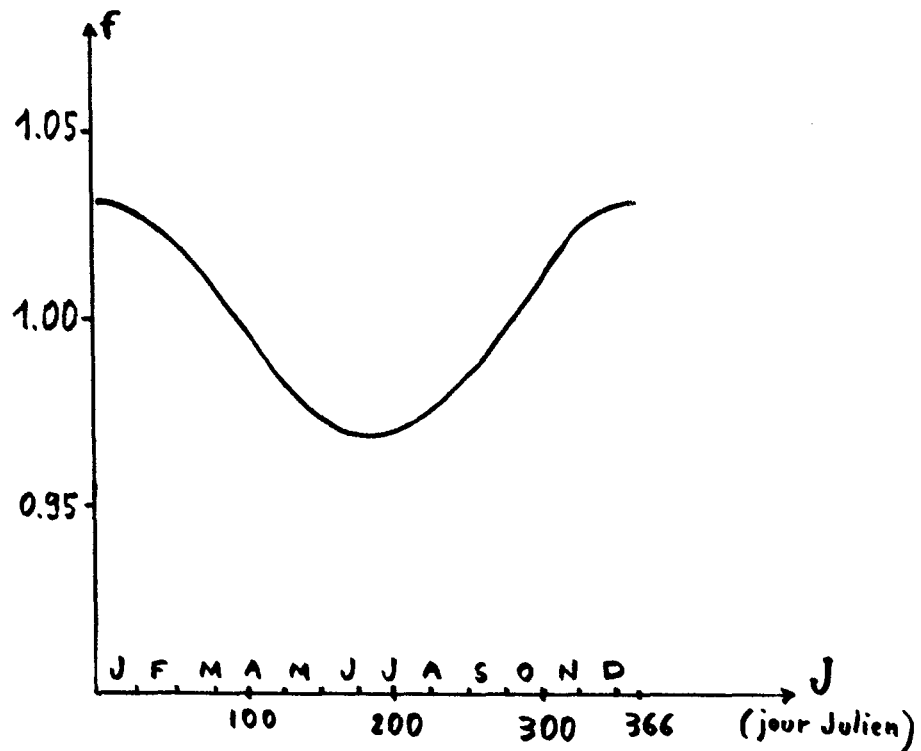


Figure I.10 : Courbe de la variation au cours de l'année de l'éclairement solaire $E_0 = f E_{\text{sun}}$, due à l'excentricité de l'orbite terrestre.

$\lambda(\text{nm})$:	443	:	520	:	550	:	670
	:		:		:		:	
E_{sun}	:	184,6	:	185,6	:	185,0	:	153,2
	:		:		:		:	

Tableau I.4 Valeurs de la constante solaire (en W.m^{-2}) pour les quatre premiers canaux de CZCS, d'après Viollier (1982).

I.4.3 Elimination des effets atmosphériques

Après étalonnage des données en réflectance, l'étape la plus importante et la plus délicate dans le traitement des données CZCS réside dans la correction de la modification du signal au cours de son trajet dans l'atmosphère (Gordon, Clark, 1978 ; Gordon, 1978 ; Quenzel, Kaestner, 1980 ; Sturm, 1981b ; Viollier et al, 1980a ; Nykjaer et al, 1984). Cette correction est en grande partie possible grâce au canal 4 de CZCS (670nm).

En effet, la réflectance issue de l'eau claire dans ce canal est nulle et on peut ainsi estimer approximativement l'absorption par la vapeur d'eau et les particules en suspension contenues dans l'atmosphère (aérosols).

Cependant, la réflectance marine dans ce canal devient non négligeable dans le cas d'eau fortement turbide, ce qui peut être le cas pour les eaux côtières au nord du Golfe du Lion. Il convient donc de différencier dans le canal 670 nm la réflectance issue des aérosols de celle issue d'une eau à teneur en particules relativement élevée.

D'autre part, ce canal ne donne pas d'indication permettant la détermination de l'exposant d'Angström, n . Or ce paramètre est nécessaire à l'extrapolation de la fraction de réflectance absorbée par les aérosols pour les autres longueurs d'onde, et sera estimé statistiquement, à défaut de mesure précise.

Le canal proche infra-rouge serait plus approprié que le canal rouge (670 nm) à donner une mesure de l'épaisseur optique des aérosols, à cause de la plus grande sensibilité de ces longueurs d'onde au trouble atmosphérique. Malheureusement, la dynamique très faible de ce canal ne permet pas son utilisation pour la correction atmosphérique.

La modélisation analytique du signal permet d'écrire la réflectance totale, R_{tot} , reçue par le capteur hors de l'atmosphère pour une longueur d'onde donnée, sous la forme:

$$R_{tot} = R_r + R_a + T R_w \quad (7)$$

avec :

- R_r : réflectance due à la diffusion Rayleigh et à la réflexion spéculaire,
- R_a : réflectance due à la diffusion par les aérosols,
- R_w : réflectance rétrodiffusée par l'océan,
- T : facteur spectral total de transmission atmosphérique.

La correction atmosphérique du signal reçu par le capteur consiste à extraire R_w de la réflectance totale, les effets de réflexion spéculaire étant évités grâce à l'inclinaison de l'axe de rotation du miroir du capteur (tilt).

L'atténuation du signal par l'atmosphère peut être caractérisée par le facteur total de transmission $T(\lambda)$. Elle fait intervenir deux processus fondamentaux : l'absorption et la diffusion.

L'absorption est essentiellement due aux gaz atmosphériques. Pour les longueurs d'onde concernées, cette absorption peut être modélisée par l'épaisseur optique de l'ozone, t_{oz} , dont elle est une fonction exponentielle. La couche d'ozone, située dans la partie supérieure de l'atmosphère, est en effet le seul composant gazeux absorbant significativement le signal dans les fenêtres spectrales utilisées par CZCS.

La diffusion du rayonnement est fonction des différents trajets des photons atteignant le capteur, comme le montre la figure I.11.

Soit $x = r$ ou a , où r est l'indice se rapportant à la diffusion de Rayleigh par les molécules d'air et a celui se rapportant à la diffusion par les aérosols, la réflectance diffuse s'écrit :

$$R_x = \omega_x(\lambda) \tau_x(\lambda) E_0(\lambda) p_x(\theta, \theta_0, \lambda) / 4\pi \quad (8)$$

$$\text{avec } p_x(\theta, \theta_0, \lambda) = [p_x(\theta_-, \lambda) + [\rho(\theta) + \rho(\theta_0)] p_x(\theta_+, \lambda)] / \cos\theta$$

qui représente la contribution des différents rayons lumineux arrivant au capteur en fonction de leur trajet dans l'atmosphère (figure I.11), $\rho(\theta)$ étant le facteur de réflexion de Fresnel de l'eau pour un angle d'incidence θ et $p_x(\theta, \lambda)$ la fonction de phase, c'est à dire la fraction de lumière de longueur d'onde λ déviée d'un angle θ .

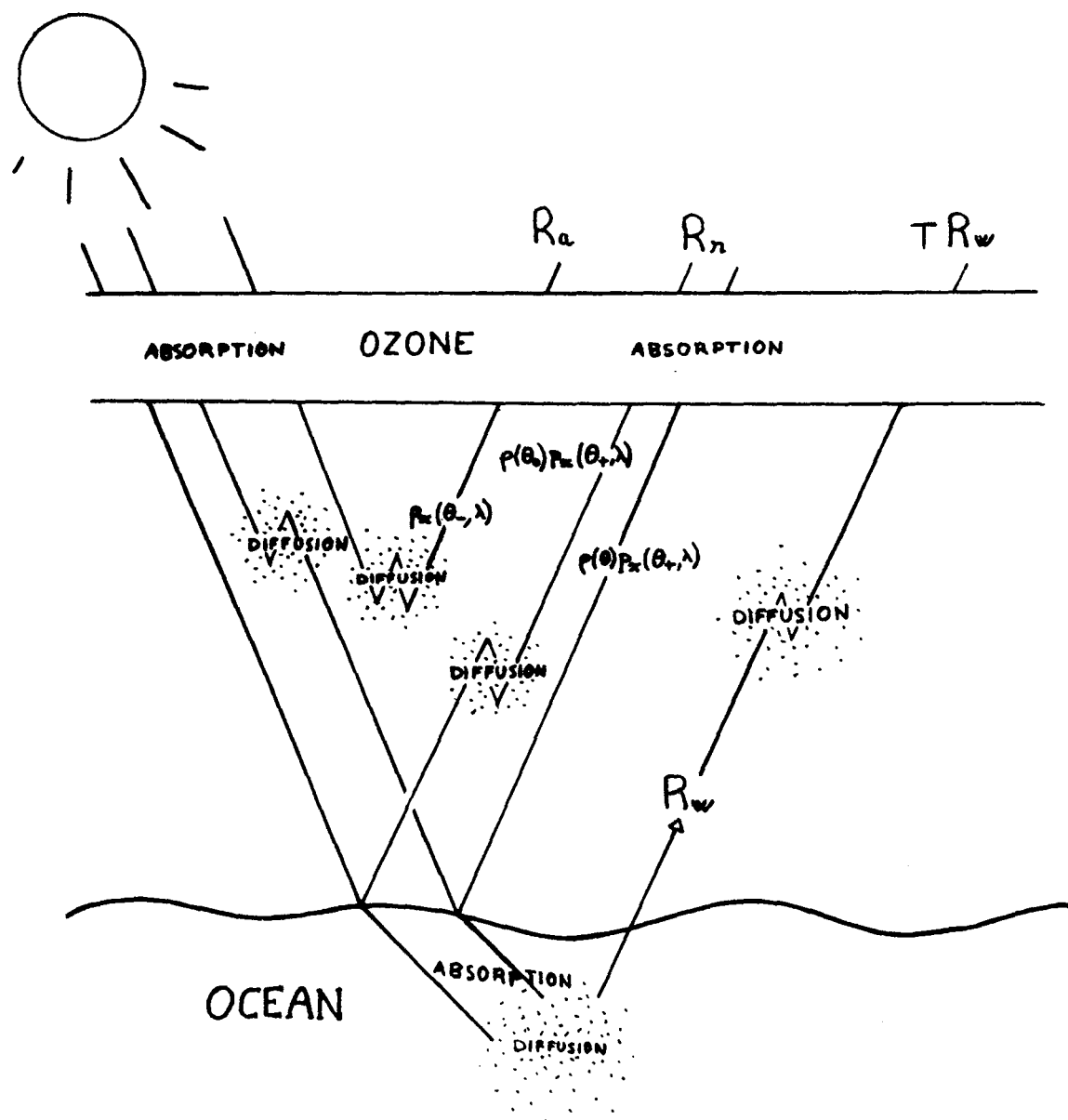


Figure I.11 : Représentation schématique de la décomposition du rayonnement reçu par le capteur (voir équations 7 et 8)

Les notations utilisées sont:

- θ_0 : angle zénithal solaire
- Φ_0 : angle azimuthal solaire
- θ : angle zénithal de visée du capteur
- Φ : angle azimuthal de visée
- $\omega_x(\lambda)$: albédo de diffusion simple ($\omega_r = 1$)
- $\tau_x(\lambda)$: épaisseur optique de la couche traversée

Dans cette formule, $E'_0(\lambda)$ est l'éclairement solaire extra-terrestre instantané réduit par 2 trajets au travers de la couche d'ozone, principal absorbant de l'atmosphère dans les longueurs d'onde considérées. Cet éclairement est donné par :

$$E'_0(\lambda) = E_0(\lambda) e^{[-\tau_{oz} (1/\cos\theta + 1/\cos\theta_0)]} \quad (9)$$

où τ_{oz} est l'épaisseur optique de la couche d'ozone.

Le terme $T(\lambda)$ (équation 7) est le facteur de transmission diffuse de l'atmosphère entre la surface de la mer et le capteur. Il est donné par :

$$T(\lambda) = e^{[-(\tau_r/2 + \tau_{oz})/\cos\theta]} t_a(\lambda)$$

$t_a(\lambda)$ est le facteur de transmission diffuse des aérosols et s'écrit :

$$t_a(\lambda) = e^{[-(1-\omega_a(\lambda) E_0(\lambda)) \tau_a(\lambda)/\cos\theta]}$$

Dans la plupart des cas, on pose $t_a(\lambda)=1$ car la validité des algorithmes est vite dépassée avant que l'augmentation de $\tau_a(\lambda)$ puisse avoir un effet important sur $t_a(\lambda)$.

Par conséquent, la réflectance due à la diffusion de Rayleigh, $R_r(\lambda)$, est intégralement calculable à partir de paramètres connus: θ , θ_0 , Φ et Φ_0 .

De l'équation (8), on peut tirer:

$$R_a(\lambda_2)/R_a(\lambda_1) = \mathcal{E}(\lambda_2, \lambda_1) E'_0(\lambda_2)/E'_0(\lambda_1) \quad (10)$$

$$\text{avec } \mathcal{E}(\lambda_2, \lambda_1) = \omega_a(\lambda_2) t_a(\lambda_2) p_a(\theta, \theta_0, \lambda_2) / \omega_a(\lambda_1) t_a(\lambda_1) p_a(\theta, \theta_0, \lambda_1) \quad (11)$$

Sous certaines conditions de visée, normalement toujours vérifiées grâce au tilt de CZCS, on peut démontrer (Gordon et al, 1983) que $\mathcal{E}(\lambda_2, \lambda_1)$ reste constant pour un type d'aérosol donné, même en présence d'un gradient horizontal de concentration ainsi qu'en présence de diffusion multiple.

D'après les équations (7) et (10) on a donc:

$$T(\lambda_i) R_w(\lambda_i) = R_{\text{tot}}(\lambda_i) - R_r(\lambda_i) - Q(\lambda_i, \lambda_4) [R_{\text{tot}}(\lambda_4) - R_r(\lambda_4) - T(\lambda_4) R_w(\lambda_4)] \quad (10)$$

$$\text{avec } Q(\lambda_i, \lambda_4) = \mathcal{E}(\lambda_i, \lambda_4) E'_0(\lambda_i)/E'_0(\lambda_4)$$

Le coefficient d'absorption de l'eau de mer claire étant grand dans le canal 4 (670 nm), la luminance rétrodiffusée est quasi-nulle et on peut poser (Gordon, Clark, 1981):

$$T(\lambda_4) R_w(\lambda_4) \approx 0 \quad (13)$$

La difficulté est ensuite d'estimer $\mathcal{E}(\lambda_i, \lambda_4)$. Pour ce faire, Gordon, Clark (1981) utilisent le concept d'eau claire.

Pour une eau de type 1 suivant la classification de Morel et pour des concentrations en pigments n'excédant pas $0,25 \text{ mg/m}^3$, on peut exprimer la luminance de l'eau $L_w(\lambda)$ uniquement en fonction de θ_0 pour les bandes spectrales de 520 à 670 nm:

$$L_w(\lambda) = [L_w(\lambda)]_N \cos \theta_0 e^{[-(\tau_r/2 + \tau_{oz})/\cos \theta_0]} \quad (14)$$

où $[L_w(\lambda)]_N$ est la luminance "normalisée" issue de l'eau et donnée par le tableau I.7.

Canal	:	2	:	3	:	4
	:		:		:	
λ (nm)	:	520	:	550	:	670
	:		:		:	
$[L_w]_N$:	0,498	:	0,300	:	0,015
	:		:		:	

Tableau I.7 Valeurs des luminances normalisées issues de l'eau pour les trois premiers canaux CZCS, en $W\ cm^{-2}\ \mu^{-1}\ sr^{-1}$.
D'après Gordon, Clark, 1983.

Il apparaît donc que pour cette zone d'eau claire, d'après les équations 7 et 14, $R_a(\lambda)$ est connu, ainsi que les $\varepsilon(\lambda_i, 670)$ (équation 12) pour les canaux 2 et 3. Pour le canal 1, $\varepsilon(443, 670)$ peut être estimé par :

$$\varepsilon(443, 670) = (443/670)^{-n} \quad (15)$$

$$\text{avec :} \quad n = -1/2 \sum_{i=1}^3 (\log \varepsilon(\lambda_i, 670) / \log(\lambda_i / 670)) \quad (16)$$

$R_a(\lambda_i)$ est alors calculé pour toute l'image, ce qui permet de déterminer $R_w(\lambda_i)$ en chaque point de l'image.

Cette méthode de correction atmosphérique est celle utilisée, avec quelques variantes, par tous les auteurs. Dans le cas des eaux turbides, la relation (13) est fautive et il s'avère nécessaire d'établir une relation de proportionnalité entre les réflectances de l'eau observées dans les différents canaux (Viollier, 1980c ; Austin, Petzold, 1980 ; Viollier, Sturm, 1984).

I.5. LE TRAITEMENT DE L'IMAGERIE SATELLITAIRE AVHRR ET CZCS

I.5.1 Sélection et lecture des données

Les données émises par le satellite sont transcrites directement sur bandes magnétiques à la station de réception et recopiées partiellement pour les utilisateurs en fonction de leur région d'étude.

Le premier document de travail est une image dite "Quick Look" de l'ensemble de la scène disponible, sous une forme généralement dégradée (un pixel sur quatre, par exemple). La figure I.12a montre un exemple de quick look d'image NOAA. Ces images servent à estimer la qualité de la scène et la présence ou non de couverture nuageuse, ainsi qu'à sélectionner la portion d'image couvrant la zone d'étude.

Ces données sont lues sur bande pour chaque canal du satellite et stockées sur disque. Pour les images AVHRR, plusieurs corrections peuvent être effectuées à ce stade du traitement (traitement à la volée) comme l'étalonnage des données en température en fonction de valeurs étalon internes au capteur et/ou une correction géométrique des images permettant de corriger les déformations dues à la courbure terrestre, à l'angle de visée, ainsi qu'à la rotation de la Terre pendant le défilement du satellite et d'obtenir ainsi des pixels de surface constante sur toute l'image (figure I.12b). La correction des effets atmosphériques par une technique de split-window est faite ultérieurement.

Pour les données CZCS, la calibration des données en réflectance est faite en même temps que la correction atmosphérique, une fois l'image sélectionnée. La figure I.13 représente une image quick look CZCS fournie par la station de réception de Dundee, ainsi que la grille adéquate permettant de sélectionner la zone d'intérêt.

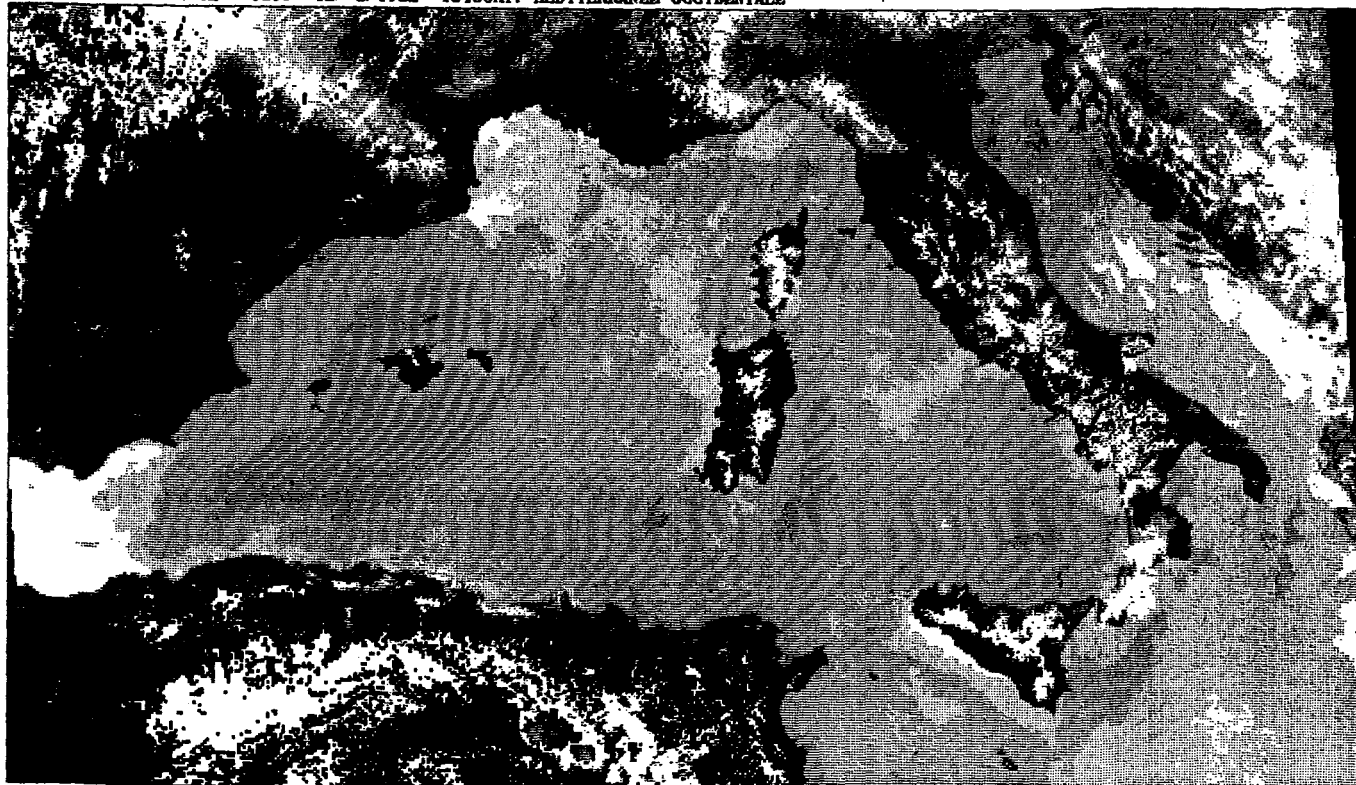
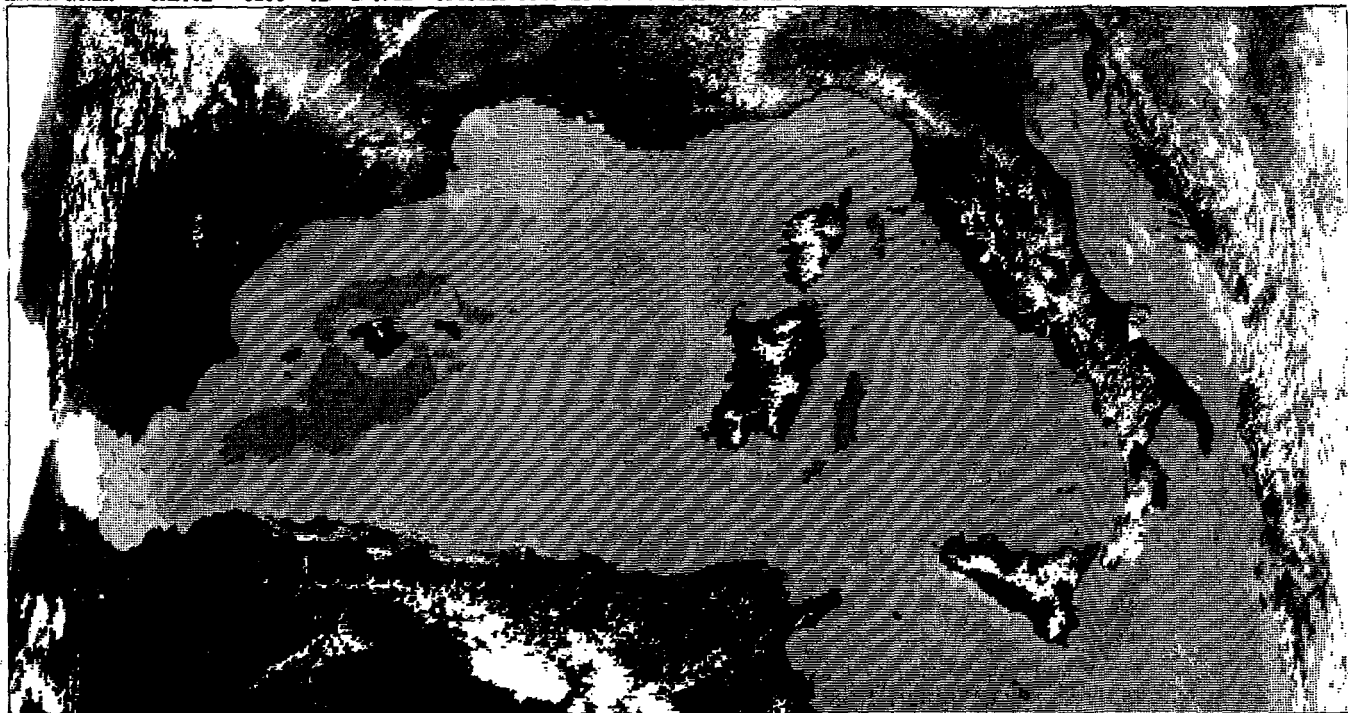


Figure 1.12 : Exemple d'image "Quick-look" brute (a) et corrigée géométriquement (b) des déformations dues à l'angle de visée par rapport au sol et de la rotation terrestre pendant l'acquisition afin d'obtenir des pixels de surface constante sur toute l'image.

Sur cette thermographie AVHRR du 12/8/82 prise par le satellite NOAA 7 dans le canal I.R. thermique (10.3-11.3u), les températures sont représentées croissantes vers les teintes sombres.

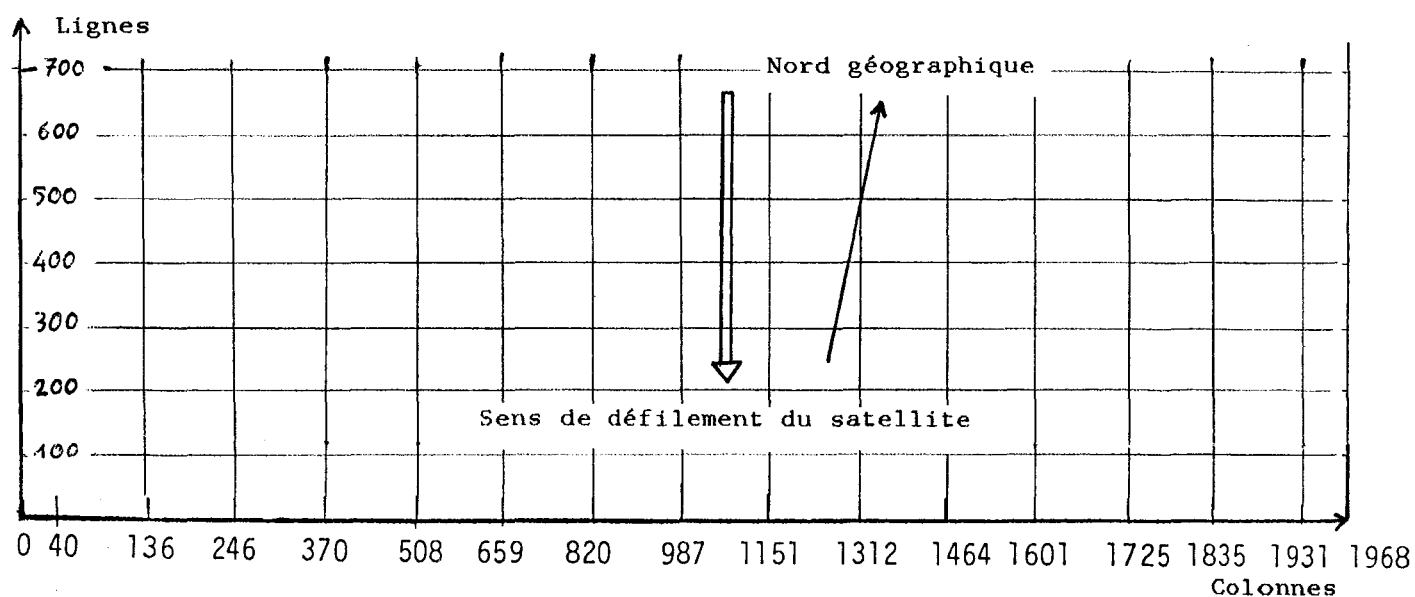


Figure I.13 : Exemple d'image "Quick Look" du satellite NIMBUS-7 avec la grille de sélection montrant la répartition des lignes et des colonnes de l'image et servant à sélectionner la zone d'étude. La non linéarité en colonne est due à la correction de la sphéricité de la terre.

I.5.2 Correction atmosphérique

I.5.2.1 Cas du capteur AVHRR

Un des principaux intérêts des satellites de la série NOAA réside dans l'utilisation des canaux infra-rouge thermique du capteur AVHRR, dont la résolution atteint 0,13 °C. Le rayonnement mesuré par le capteur est le rayonnement thermique de la surface de la mer qui dépend de sa température de surface.

Dans l'infra-rouge moyen (bande spectrale 10-12 microns), l'atmosphère absorbe une partie du rayonnement reçu par le capteur et émet elle-même à sa température propre. L'émission observée est donc une combinaison des émissions thermiques de l'océan et de l'atmosphère et il en résulte que la température observée est inférieure à la température réelle.

De nombreux auteurs ont établi des algorithmes permettant de corriger cette altération atmosphérique. L'élaboration d'algorithmes performants a été rendue possible depuis le lancement du radiomètre multispectral AVHRR dont trois canaux opèrent dans l'infra-rouge (Deschamps, Phulpin, 1980 ; Mc Clain et al, 1983).

Les résultats obtenus par les divers algorithmes sont similaires et montrent un écart type d'environ 0,7 °C entre les mesures calculées et observées, ce qui rend peu utilisables les valeurs de température absolue obtenues par les satellites.

Le gradient horizontal de surface est lui aussi affecté par la présence de l'atmosphère, avec une erreur typique de 30% (Wald, 1980). Les thermographies ne sont donc utilisables que dans les zones où le contraste est supérieur à 0,2 °C.

I.5.2.2 Cas du capteur CZCS

Nous avons vu au paragraphe 4.3 l'importance des corrections atmosphériques sur les données issues du domaine visible. L'ensemble du traitement est effectué par un seul programme dont la première partie comprend la calibration en réflectance (voir paragraphe 4.2).

L'image est ensuite corrigée des effets atmosphériques constants, puis des effets atmosphériques variables. Ce processus est interactif et permet éventuellement la visualisation des résultats intermédiaires.

Les effets atmosphériques constants (ou purement géométriques) sont représentés par l'absorption de l'ozone, la diffusion de Rayleigh par les molécules d'air, l'inclinaison du soleil et l'angle de visée du capteur, tandis que les effets variables sont induits par la présence des aérosols.

La figure I.14 montre pour l'image du 9 juillet 1983 la différence des canaux 1 et 4 non traités de l'atmosphère (a), ainsi que cette même différence, une fois les canaux 1 et 4 corrigés des effets constants atmosphériques (b).

L'emploi de la différence de deux canaux est justifiée dans cette démonstration par la nature de certains algorithmes, utilisés pour l'extraction de la teneur en pigments (voir § I.3.3).

On remarque que la première image présente un net gradient E-W dû surtout à la variation de l'angle de visée au cours du balayage. De même, l'influence des aérosols perturbe nettement le signal marin, surtout dans la continuité des axes nuageux.

Sur la deuxième image, le signal apparaît beaucoup plus homogène, ce qui montre l'influence significative de la correction des effets atmosphériques constants, c'est à dire autres que l'absorption par les aérosols.

On note d'autre part la ressemblance avec le canal 1 complètement corrigé (figure I.15b), ce qui s'explique par le choix volontaire de la soustraction du canal 4, dont les valeurs de luminance sont liées à l'épaisseur optique des aérosols. Cette soustraction revient à effectuer une correction sommaire des effets atmosphériques variables.

La figure I.15 illustre l'efficacité de la correction atmosphérique pour le canal 1 de l'image du 9 juillet 1983 et sans laquelle aucun traitement ultérieur ne serait possible.

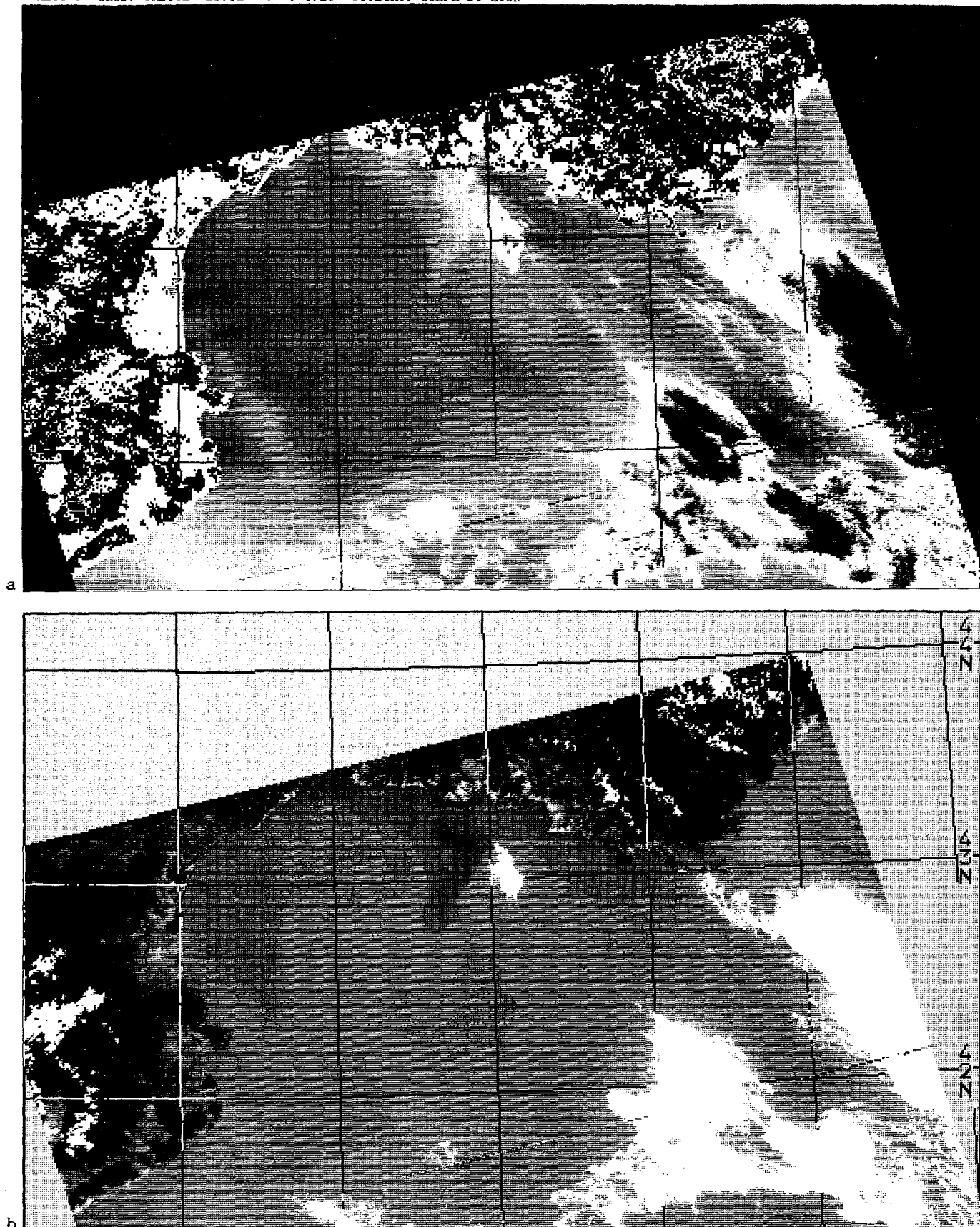
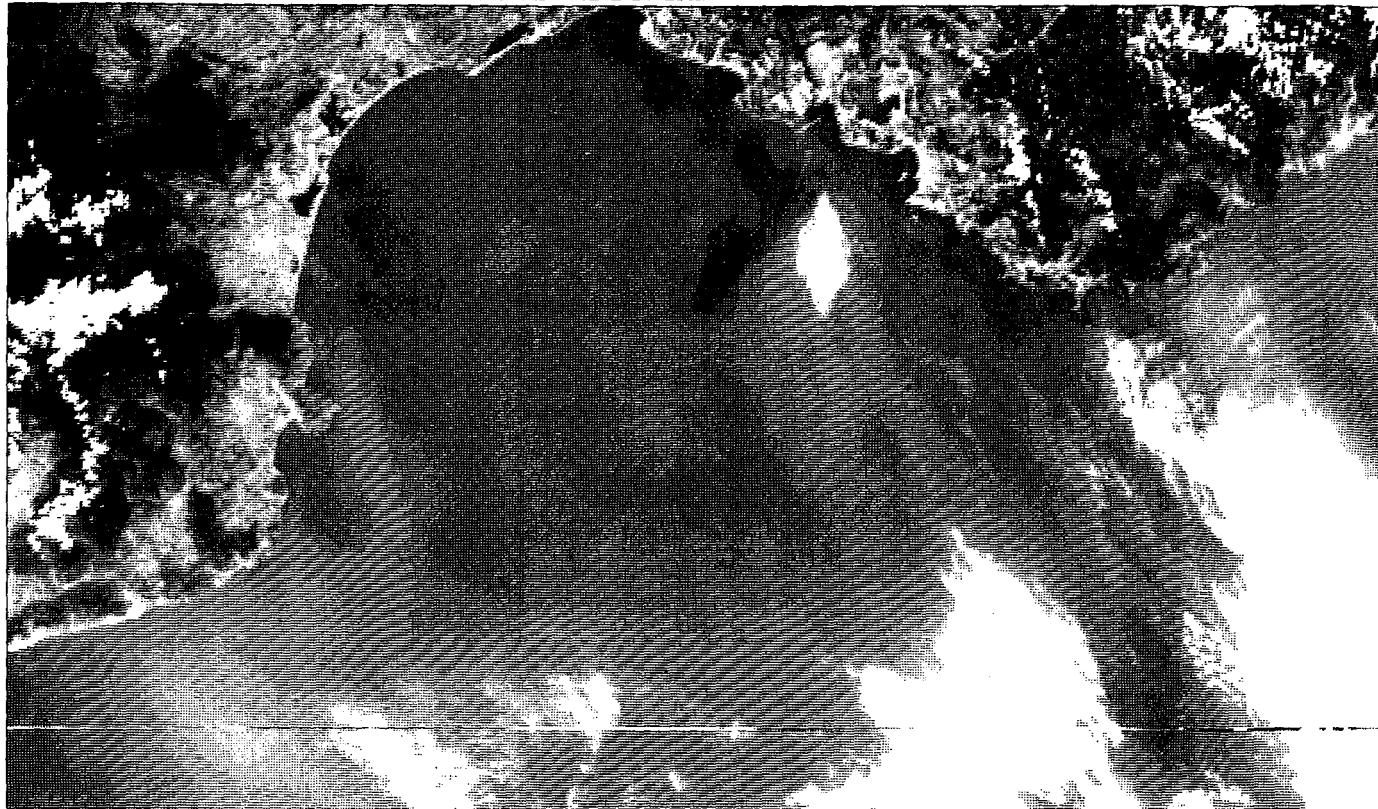
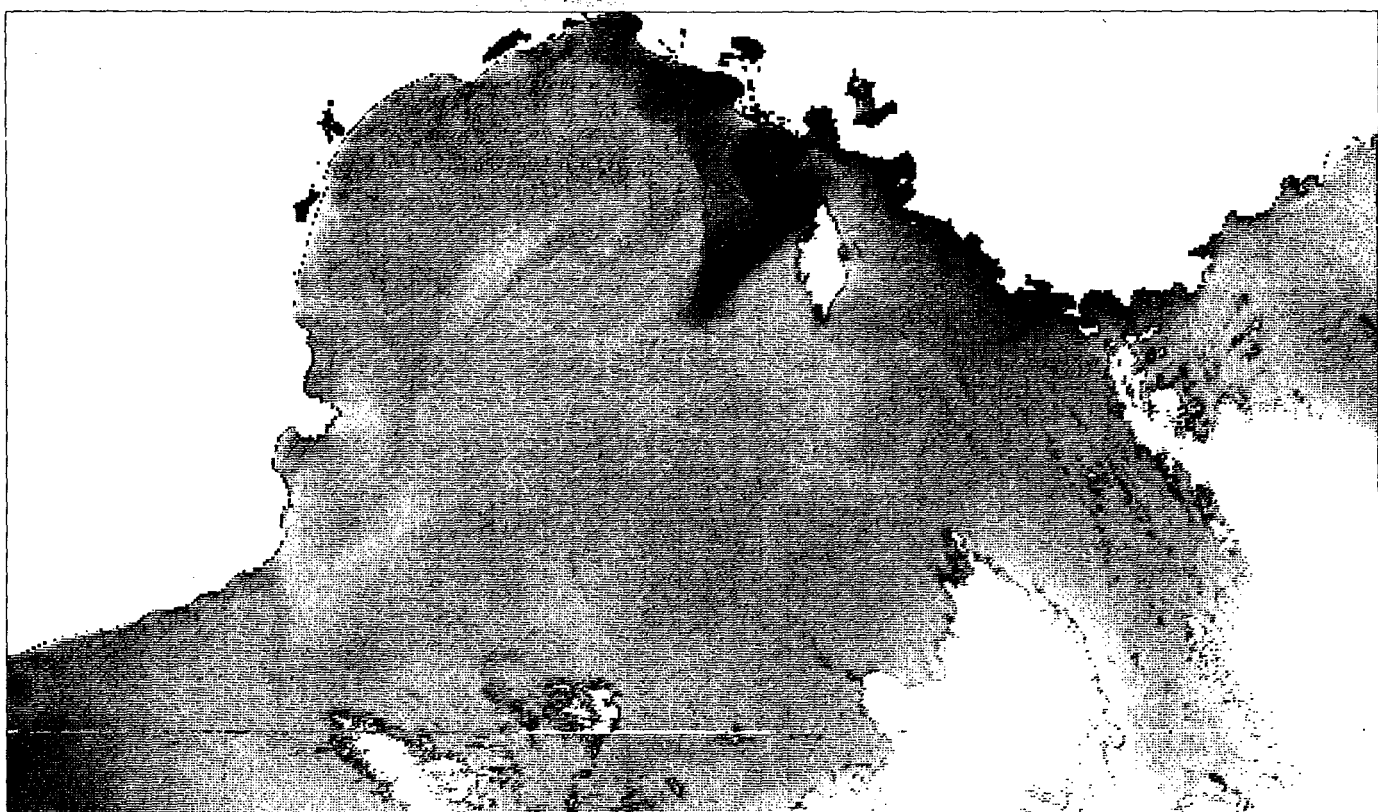


Figure I.14 : Cette figure illustre sur l'image du 9 juillet 1983 l'influence significative de la correction des effets géométriques invariants effectuée sur la différence des canaux 1 et 4. Sur l'image non traitée (a), la perturbation du signal par l'atmosphère et la géométrie de visée est importante, malgré la soustraction du canal 4, lié principalement à l'épaisseur des aérosols. Une fois les effets invariants corrigés (b), on remarque d'une part la disparition d'un gradient E-W qui était dû principalement à la variation de l'angle de visée et d'autre part la réduction prévisible de la diffusion du signal par les aérosols.



a : canal brut



b : canal entièrement corrigé des effets atmosphériques.

Figure I.15 : Canal 1 (440 nm) de l'image du 9 juillet 1983 avant et après correction atmosphérique. On remarquera l'augmentation importante du contraste sur l'image finale grâce à la bonne correction de la diffusion des aérosols. Les teintes sont d'autant plus claires que la réflectance est élevée. Les taches sombres correspondent donc à des zones de plus forte absorption, par exemple à cause de la présence de pigments chlorophylliens.

Il faut rappeler que, les algorithmes de correction atmosphérique postulant que la radiance $R_w(670)$ est nulle, ils ne sont applicables qu'à des eaux de cas 1 de Morel pour lesquelles le résultat est spectaculaire (figure I.16).

Dans les eaux du cas 2 (eaux turbides), la condition $R_w(670)=0$ est fautive et il est alors nécessaire de recourir à des relations (empiriques) entre les réflectances marines observées dans les différents canaux de CZCS (Viollier, Sturm, 1984).

Pour l'étude du débouché du Rhône, nous utilisons la relation de Viollier (1980) entre les canaux 4 et 3 de CZCS (jaune et rouge):

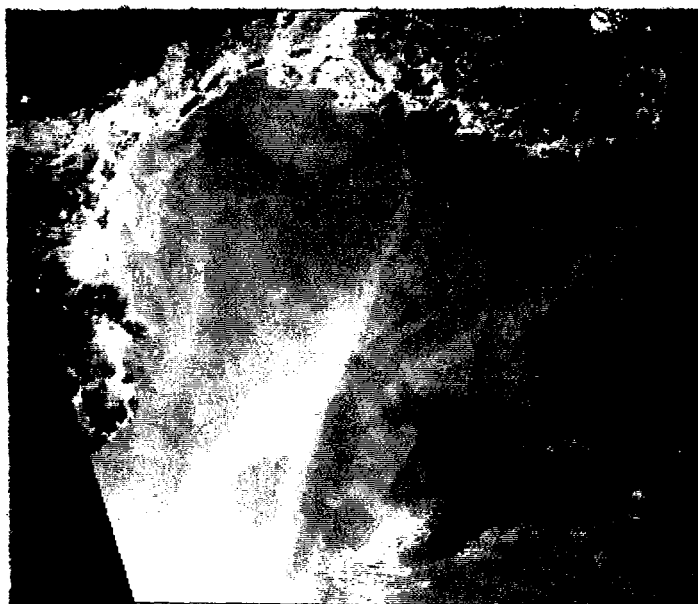
$$R_w(670) = 0,15 R_w(550)$$

En fait nous avons, pour chaque scène, effectué plusieurs essais en faisant varier le coefficient de proportionnalité autour de la valeur 0,15, jusqu'à obtenir un résultat satisfaisant sur cette zone particulière.

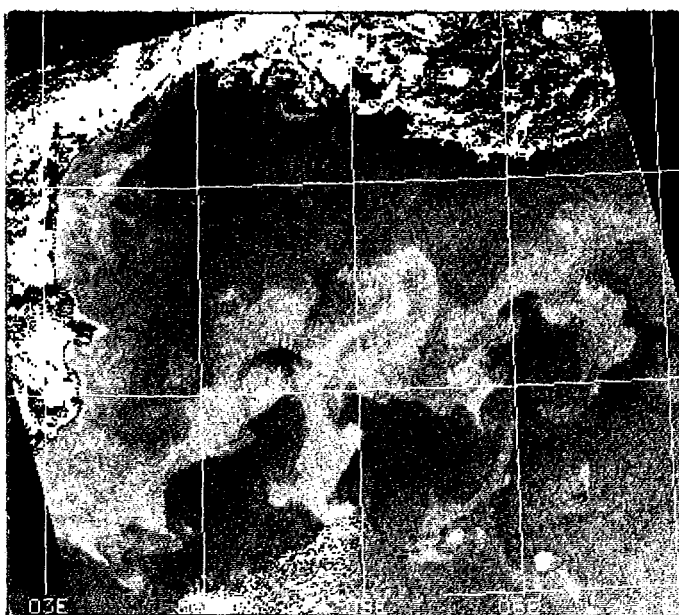
De même, quelle que soit la turbidité de l'eau, nous avons effectué plusieurs essais sur chaque scène en faisant varier le coefficient d'Angström, n , autour de la valeur 1,3, traditionnellement utilisée en Europe (Viollier, 1980). Ce coefficient sert à extrapoler les réflectances des aérosols, $R_a(\lambda)$, vers les longueurs d'onde inférieures à 670 nm.

De même, quelle que soit la turbidité de l'eau, nous avons effectué plusieurs essais sur chaque scène, soit en utilisant le concept d'eau claire (Gordon, Clark, 1981) ou le concept analogue du pixel le plus noir (Sturm, 1981b) pour estimer le coefficient d'Angström, n , et par là, $n(443,670)$ (équations 15 et 16), soit en faisant varier n autour de la valeur 1,3, traditionnellement utilisée en Europe (Viollier, 1980). Ce coefficient sert à extrapoler les réflectances des aérosols, $R_a(X)$, vers les longueurs d'onde inférieures à 670 nm.

Dans l'avenir, il serait souhaitable, afin d'éliminer la plus grande part d'empirisme régnant sur ces algorithmes de correction atmosphérique, de munir les capteurs d'un canal proche infra rouge dans une longueur d'onde supérieure à 670 nm avec une résolution radiométrique au moins comparable à celle obtenue dans les plus courtes longueurs d'onde.



a



b

Figure 1.16 : Exemple de résultat obtenu avant (a) et après correction atmosphérique (b) pour le canal 440 nm (bleu) sur une image CZCS du 1er février 1981, rectifiée géographiquement. On remarque que la correction est excellente sur les eaux du large pour lesquelles les variations de réflectance sont dues uniquement à des différences de concentrations en chlorophylle (eaux du cas 1 de Morel). Les zones claires centrales sont des eaux pauvres en pigments chlorophylliens dues à des remontées hivernales d'eau intermédiaire.

I.5.3 Rectification géométrique

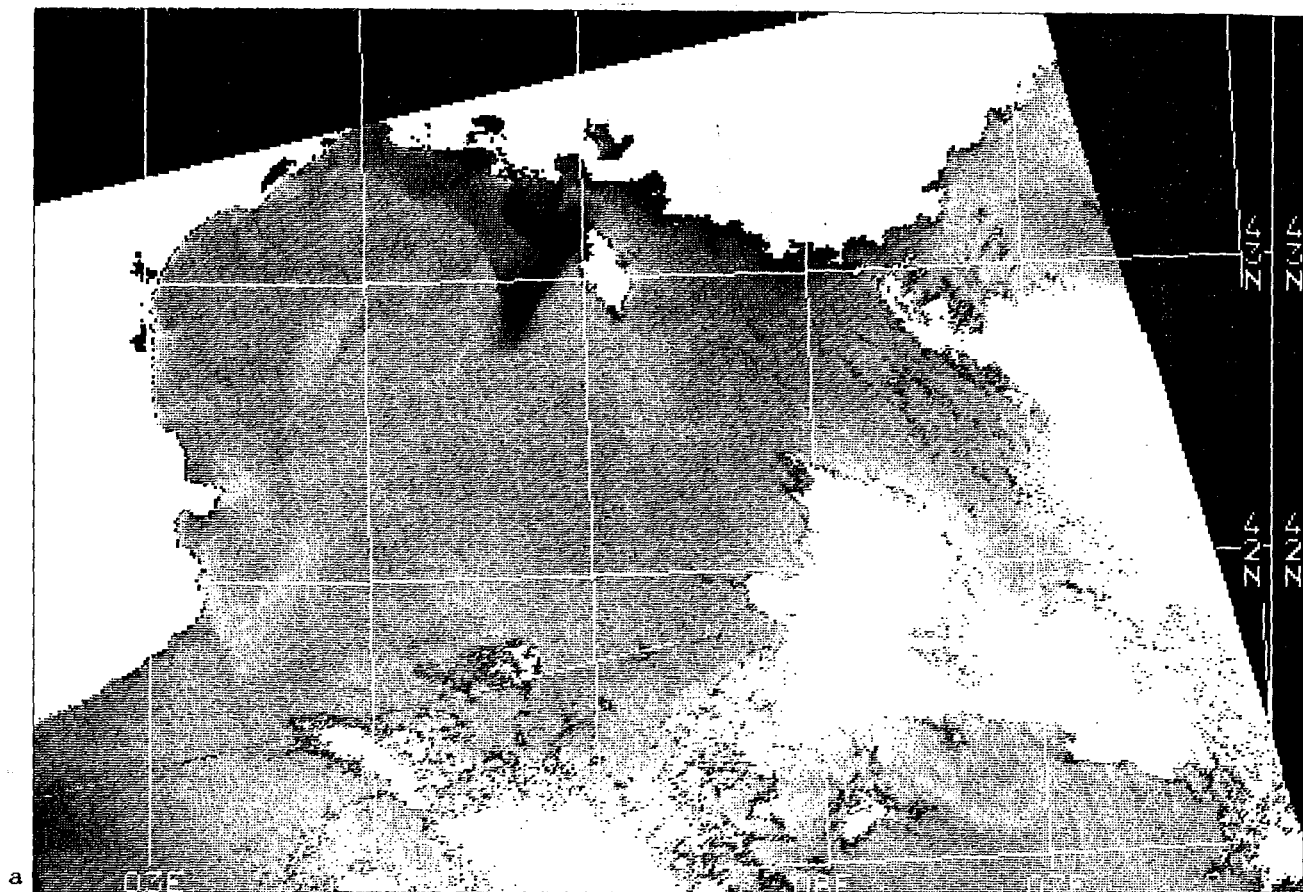
L'étape la plus importante dans la suite du traitement consiste en la mise en forme des documents cartographiques grâce à une rectification géométrique des images. En effet, celles-ci sont déformées par l'angle de prise de vue, différent pour une zone donnée en fonction de l'orbite sélectionnée pour l'acquisition de l'image.

Cette rectification permet l'obtention de documents conformes au fond de carte souhaité, ainsi que la superposition à l'image d'une grille en latitude et longitude facilitant le repérage.

C'est une projection Lambert qui est ici retenue, la même que celle déjà utilisée dans la rectification des thermographies à haute résolution du capteur AVHRR sur notre étude de la dynamique de la nappe de dilution de surface du Rhône.

Le programme de rectification utilisé pour toutes les images fait partie du logiciel de traitement d'image développé et mis au point au CTAMN (Albuisson, Monget, 1978 ; Albuisson, 1980). Il consiste en l'acquisition d'un certain nombre de couples d'amers successivement sur l'image à traiter et sur une image de référence déjà rectifiée suivant une carte IGN au 1/1 000 000 dressée en projection Lambert.

Contrairement à la méthode appliquée sur des zones de pleine mer nécessitant l'utilisation de paramètres orbitaux, celle-ci est réalisable grâce à la proximité du continent sur la zone méditerranéenne étudiée. Dix à quinze couples de points suffisent à obtenir une rectification correcte de l'image si leur répartition spatiale est satisfaisante. Un algorithme de comparaison sur critère statistique permet après validation des amers d'améliorer leur positionnement. L'ajustement du modèle de déformation par rapport à chaque couple de points permet d'éliminer ceux qui sont défectueux jusqu'à obtenir un écart-type inférieur au demi-pixel pour le calcul du nouveau polynôme de déformation qui sera finalement appliqué.



NIMBUS-7 CZCS, ORBITE #23762 9/ 7/1983 1112GMT. GOLFE DU LION

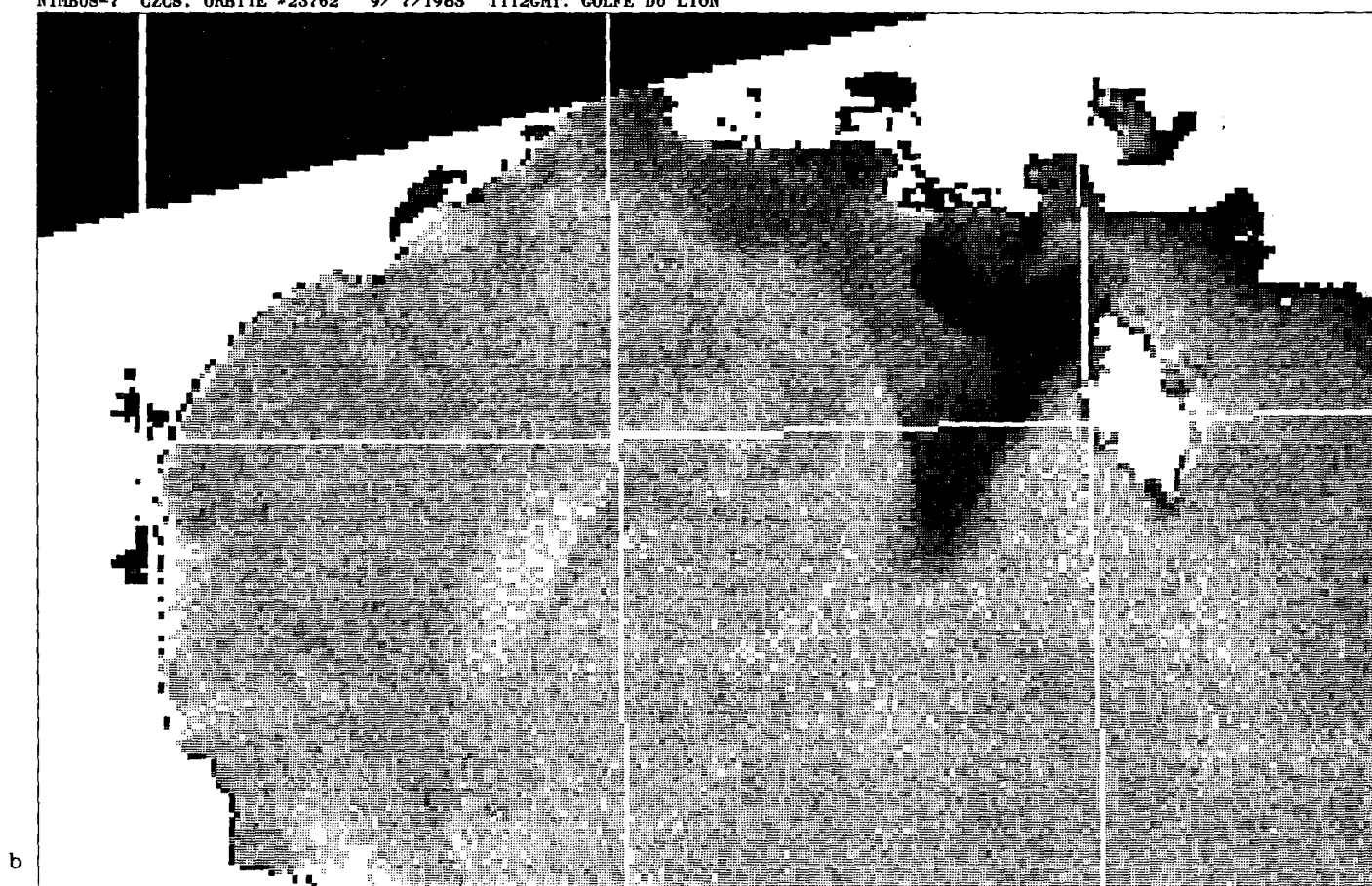


Figure 1.17 : Image corrigée du 9 juillet 1983 (canal 440 nm) rectifiée géométriquement (a). Une grille de longitudes et latitudes a également été incrustée à l'image afin de faciliter le repérage sur un agrandissement à une échelle quelconque (b).

Les images utilisées, qu'elles proviennent du satellite NIMBUS-7 ou des satellites de la série NOAA, sont donc parfaitement superposables.

Cette condition est primordiale dans l'étude du suivi de l'évolution des structures hydrologiques, comme dans la création par des moyens informatiques d'images synthétiques provenant de la confrontation d'images de nature différente telles que les thermographies et les images de la couleur de l'océan. De même, le calcul d'images moyennes et une étude statistique des variations saisonnières ne pourraient être envisagés sans une parfaite superposition.

Les images rectifiées peuvent être visualisées en noir et blanc et en fausses ou vraies couleurs, sur l'écran d'un processeur TRIM ou TRIADE, ou en noir et blanc sur papier sur imprimante VERSATEC comme le montre la figure I.17 qui représente le canal 440 nm de l'image du 9 juillet rectifiée géométriquement, ainsi qu'une image suréchantillonnée permettant un repérage plus facile de la zone de dilution.

Pour l'interprétation statistique de nombreuses thermographies AVHRR, une superposition de l'image à un fond de carte IGN au 1/500 000 permet également de numériser sur tablette le tracé de la côte et les contours des nappes du Petit et du Grand Rhône et de calculer automatiquement leur surface.

DEUXIEME PARTIE

APPORT DES DONNEES SATELLITAIRES

ET DES MESURES EN MER

SUR LA CONNAISSANCE DE

LA ZONE DE DILUTION RHODANIENNE

II.1 OBJECTIFS

L'impact des eaux du Rhône et des rejets issus du grand complexe industriel et portuaire de Fos, proche de l'embouchure, a une action prépondérante sur l'équilibre du système pélagique du golfe du Lion (Aloïsi et al, 1979 ; Arfi, 1980 ; Blanc et al, 1969 ; Blanc et Leveau, 1973 ; Coste et Minas, 1967 ; Coste, 1971 ; Minas, 1968).

Il se manifeste de façon directe par une dessalure de la couche de surface, une augmentation de la turbidité ainsi que des teneurs en éléments nutritifs et du matériel particulaire, mais aussi de façon indirecte par une augmentation de la biomasse phytoplanctonique consécutive à l'eutrophisation du milieu.

L'étude de ce dernier point constituait l'un des objectifs de la campagne EURHOGLI qui visait la connaissance du système production-régénération créé par les apports nutritifs du Rhône.

Or, l'étude de l'impact du Rhône en mer par des moyens classiques (navire océanographique) présente de nombreuses difficultés liées principalement à la vitesse d'échantillonnage dans un milieu aux caractères très changeants à la fois dans le temps et l'espace.

Pour pallier ces difficultés, il paraissait intéressant d'utiliser la télédétection en vue d'une approche plus globale, dans les domaines de l'infrarouge et de la couleur de la mer, pour compléter et améliorer nos observations effectuées à partir du navire océanographique.

Toutefois, si a priori la télédétection apparaît comme particulièrement bien adaptée pour ce genre d'étude grâce à la répétitivité des mesures et à la vision synoptique qu'elle permet, il convient d'évaluer l'apport des données du capteur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) et CZCS (Coastal Zone Colour Scanner) dans l'évaluation de la température, de la turbidité et des teneurs en pigments dans la couche de surface.

C'est pourquoi, dans cette optique, nous nous sommes fixé les objectifs suivants, qui concernent tous l'exploitation de données très différentes, mais obtenues simultanément :

- la possibilité d'étalonnage des données satellitaires par des

mesures effectuées en mer lors de la campagne EURHOGLI (rappelons que les objectifs de cette campagne étaient préalablement définis et non axés sur ce type de recherche),

- la confrontation des images satellitaires avec les cartographies réalisées à partir des données recueillies en mer, et la mise en évidence de coïncidences spatiales ou temporelles entre des zones définies par ces deux types d'approche,
- la recherche des fluctuations spatiotemporelles des structures en relation avec les conditions météorologiques,
- l'essai d'extrapolation des résultats obtenus pendant la campagne EURHOGLI à d'autres périodes de l'année, avec l'aide des images satellitaires.

Comme nous le verrons, l'utilisation de la télédétection constitue une approche nouvelle dans la description et l'étude des principaux phénomènes hydrologiques et biologiques qui interviennent dans le golfe du Lion et qui déterminent en grande partie l'équilibre du système pélagique de cette zone.

II.2. PRESENTATION DES DONNEES

II.2.1 Les données de télédétection

II.2.1.1 Les images des satellites issus de la série NOAA

Les données sont transmises directement sous forme numérique par le satellite à la station de réception au sol du Centre de Météorologie Spatiale de Lannion qui enregistre chaque scène sur bande magnétique. Les scènes claires concernant la Méditerranée sont envoyées au C.T.A.M.N. (Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels), à Sophia Antipolis.

De mars 1979 à septembre 1983, plus de 150 images du golfe du Lion ont été traitées au CTAMN. Environ 120 sont d'une très bonne qualité grâce au contraste thermique important et à la faible teneur de l'atmosphère en vapeur d'eau.

L'absence générale de nuages sur les images sélectionnées est en accord avec les faibles valeurs de nébulosités estimées les mêmes jours et situées entre 0 (le plus souvent) et 3 octas.

On dispose ainsi d'un échantillonnage d'images étendu sur plusieurs années et recouvrant toutes les saisons ainsi que toutes les conditions météorologiques pouvant se présenter dans le golfe du Lion. La figure II.1 représente la thermographie AVHRR du 17/10/81. La résolution en température est de 0,2 degrés et permet la délimitation de nombreux fronts thermiques. On y distingue le panache du Rhône, plus froid, ainsi que l'upwelling de Cassis, tous deux apparaissant en clair.

II.2.1.2 Les données du satellite NIMBUS-7

L'achat de plus de 70 images de bonne qualité contenant les données CZCS a permis de couvrir un éventail complet des situations météorologiques et hydrologiques rencontrées dans le golfe du Lion. Ces scènes, dont la couverture nuageuse est nulle, sont réparties sur toutes les saisons, de 1979 à 1982 (tableau II.1).

VISUALISATION D'IMAGE MULTI CANAL : 01 = 10.5 A11.5 MIC..DEG. CELS.= .20*CN
 AVHRR TIROS-N ORBITE # 0 17/10/1981 1345GMT. GOLFE DU LION

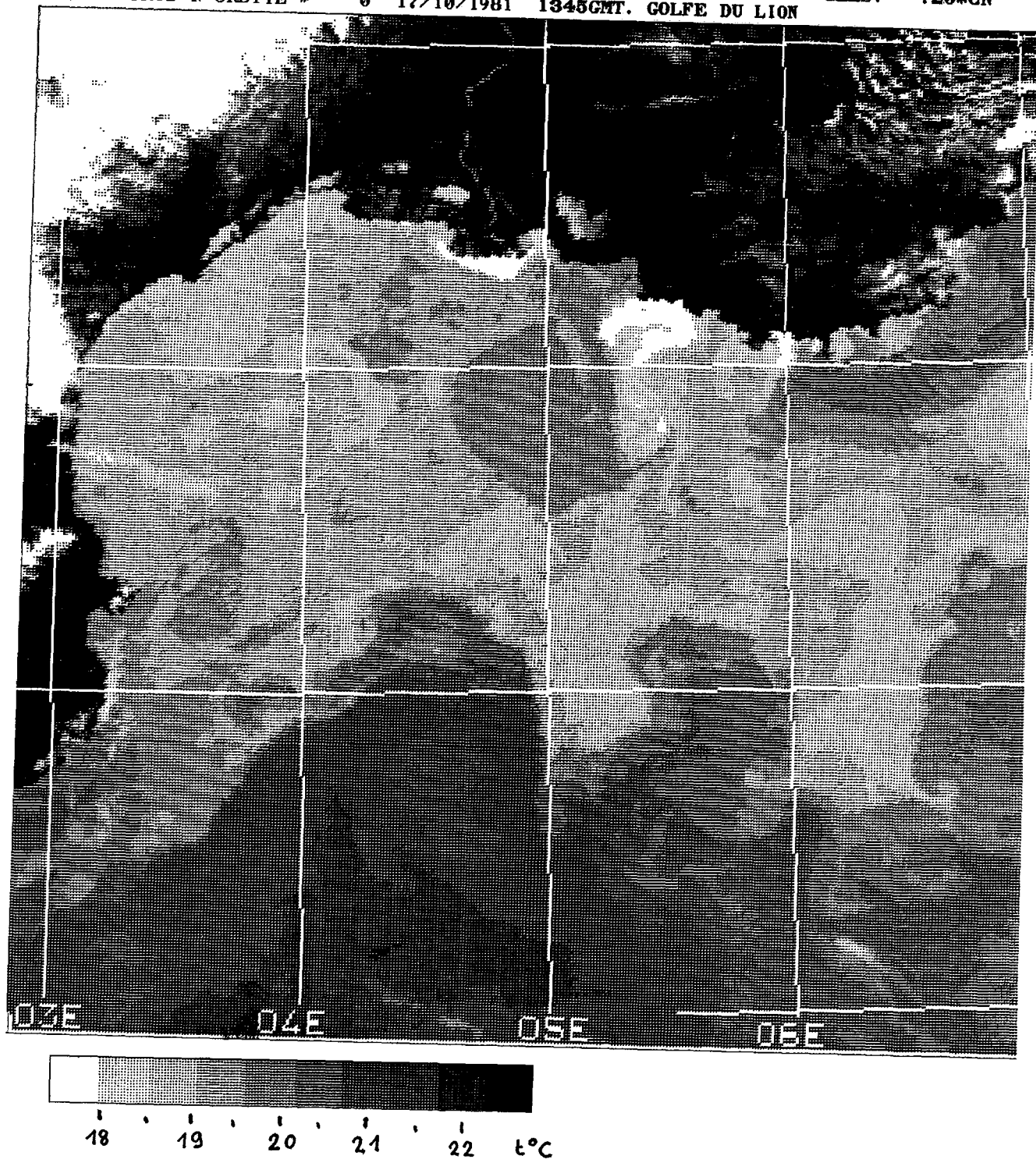


Figure II.1 : Thermographie AVHRR -NOAA 7- du 17 octobre 1981. Les basses températures sont représentées en clair. On distingue la nappe froide du Rhône étalée contre la côte ainsi que l'upwelling de Cassis. Le courant ligure chaud est nettement visible jusqu'au large de Toulon, de même que de larges indentations du front "Nord-Baléares", au sud du 42ème parallèle.

En ce qui concerne la campagne EURHOGLI (Eutrophisation RHOne Golfe du Lion), du 22 juin au 18 juillet 1983, 11 images CZCS ont été acquises, ce qui s'avère très satisfaisant étant donné la répétitivité d'observation d'un point donné qui n'est que de 4 jours sur 6, compte tenu de l'orbite du satellite NIMBUS-7.

Du 29 juin au 15 juillet, 8 scènes sont suffisamment dégagées au dessus du golfe du Lion pour être parfaitement exploitables et confrontées aux mesures effectuées pendant la campagne EURHOGLI.

L'ensemble de ces scènes NIMBUS-7 recouvrant la période de la campagne a été entièrement traité suivant les procédures déjà décrites aux chapitres

mois Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
79			12*					21	27*			3
80				26*					3		20	29* 30* 31
81	22 } 23* } 26 31	1* 3 6 8* 14*	16 19	3 27 } 28 } 30 }	6 14	5 } 6 } 10 12 15 30	1 4* 13 14 15* 16* 20 27* 28* 29* }	10 14*	15 29 } 30* }	16*	25 } 26 }	26
82	30	1	1 14	10 20* } 21 } 29	2 11 13 14 15 24	15 16 30*	5 8 24*					
TOTAL												

* jours également représentés par des images des satellites de la série NOAA

Tableau II.1 : Répartitions mensuelles des scènes NIMBUS-7 acquises sur les années 1979 à 1982.

précédents ainsi que vingt autres scènes, réparties principalement sur les années 1981 à 1982. Chacune des scènes traitées est représentée par trois cartes différentes représentant les variations spatiales relatives de la température de surface et des concentrations en seston et en pigments chlorophylliens, pour l'ensemble du golfe du Lion. La figure II.2 présente à titre indicatif la cartographie de ces trois paramètres pour les huit scènes obtenues pendant la campagne en mer.

Ces cartographies font apparaître certains phénomènes mal perçus jusqu'à présent, tels que les effets du Mistral sur une large échelle ou ceux de la circulation océanique et de sa variabilité à moyenne échelle (de l'ordre de 100 Km) sur le développement phytoplanctonique.

La mesure de la couleur de la mer est en effet un bon indicateur de la concentration en pigments et des zones de plus grande productivité primaire.

Face au débouché du Rhône, la répartition de la charge turbide donne un suivi précis de l'extension de la dilution, mieux que ne le permet l'observation d'une thermographie.

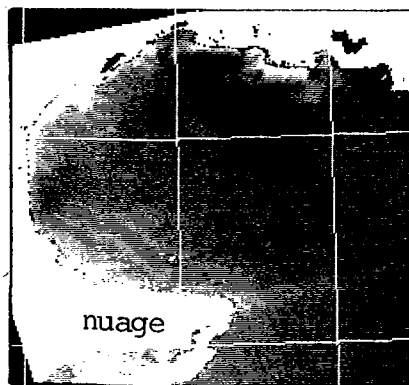
II.2.2 Les données hydrauliques et météorologiques

Le débit est un des paramètres essentiels liés à l'importance des rejets du Rhône en mer. La Compagnie Nationale du Rhône procède à des mesures quotidiennes de débit à différentes stations. La plus proche de la mer est celle de Beaucaire, située à environ 15 kilomètres en aval du confluent de la Durance, peu avant la séparation du Grand et du Petit Rhône. La fréquence des mesures s'avère largement suffisante pour les besoins de l'étude.

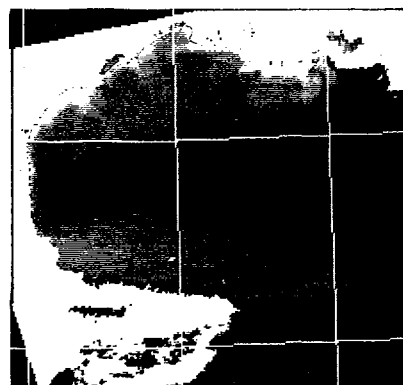
En raison de l'important bassin versant du Rhône, (plus du 1/7 ème de la superficie de la France, dont une grande partie alpine), le débit moyen est élevé et sa moyenne sur 14 ans est de 1950 m³/s contre 850 pour la Loire, 300 pour la Seine et 900 pour la Gironde (Garonne + Dordogne). Les plus grandes variations du débit sur les quatre dernières années s'étendent de 400 m³/s en période de fort étiage, vers la fin de certains étés, à 6000 m³/s en hiver, un maximum de 7800 m³/s ayant été enregistré en février 1978.

Aucune mesure régulière de température n'est effectuée dans le fleuve même.

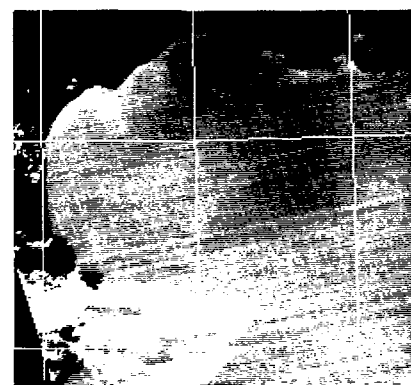
29/6/84



a

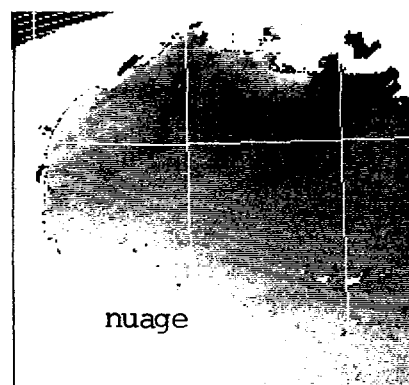


b

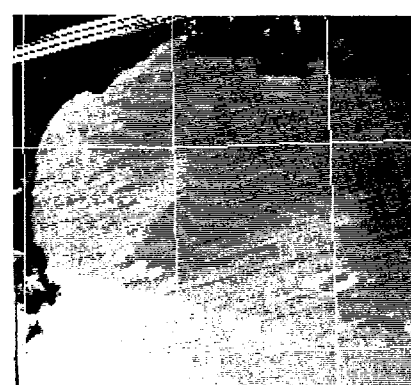
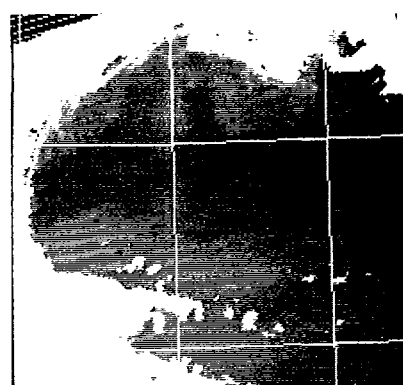


c

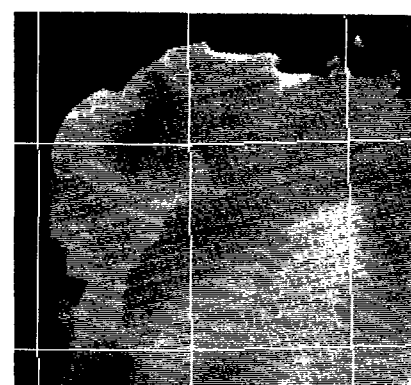
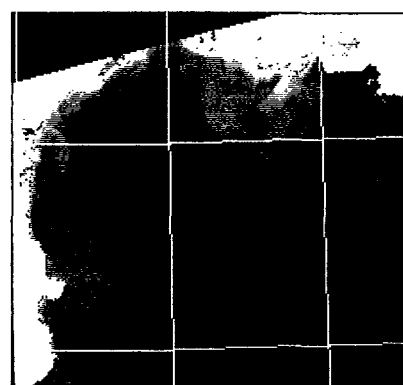
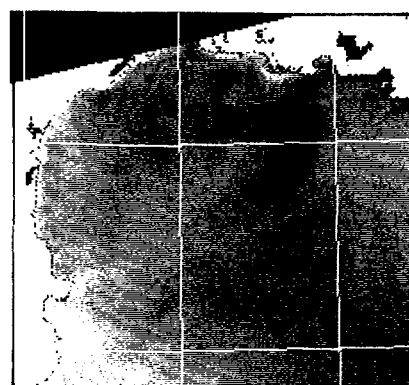
01/7/84



nuage



02/7/84



08/7/84

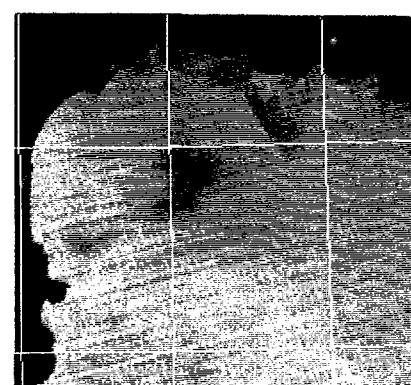
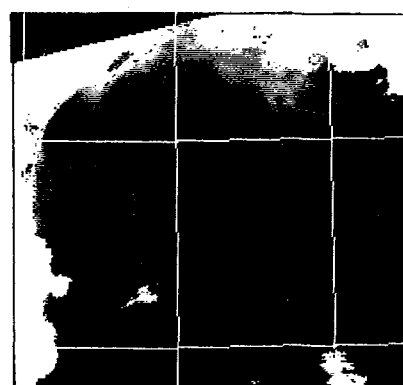
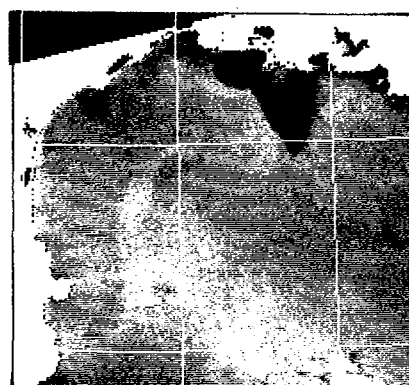
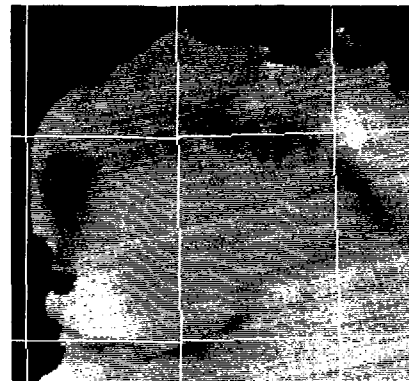
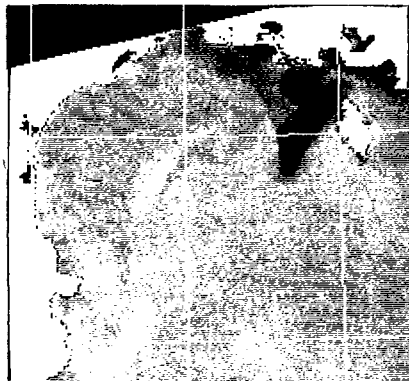
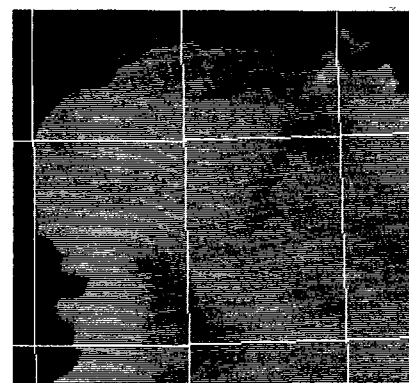
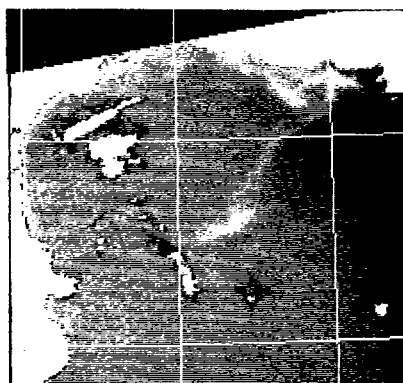
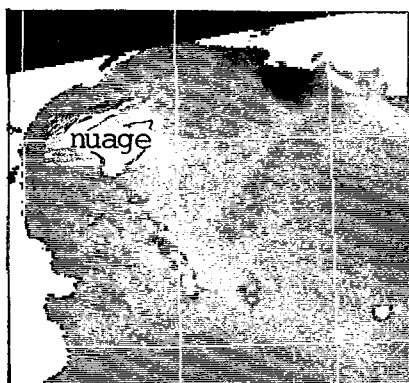


Figure II.2 Images CZCS rectifiées géométriquement, respectivement des teneurs en pigments chlorophylliens (a), de la turbidité (b) et de la température de surface (c), durant la campagne EURHOGLI. Ces figures seront détaillées plus loin.

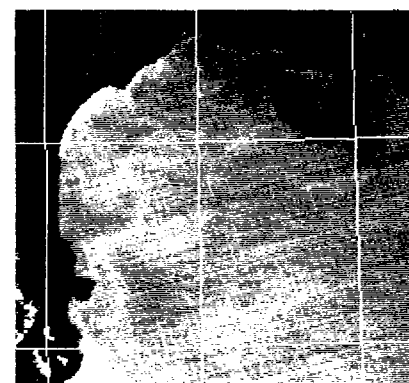
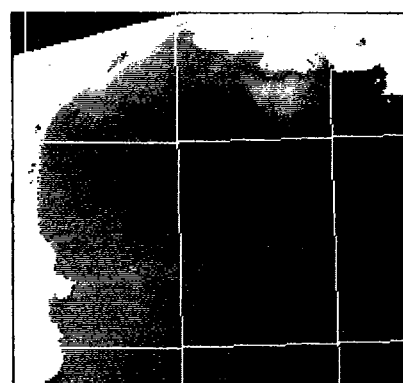
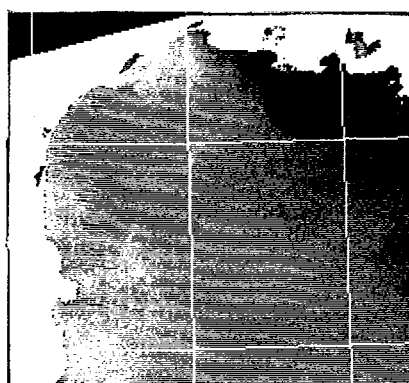
09/7/84



11/7/84



13/7/84



15/7/84

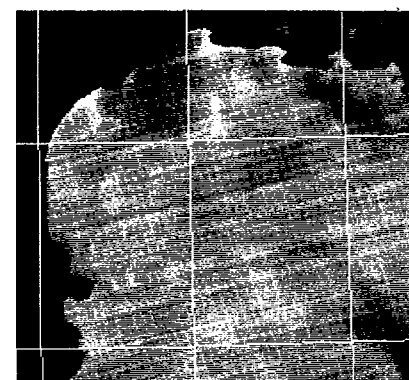
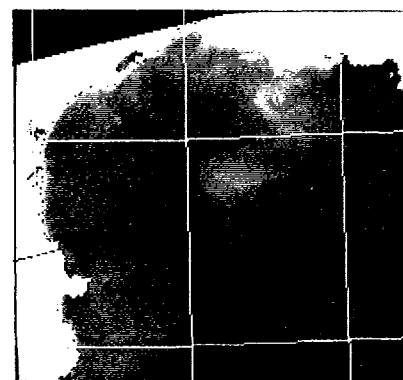
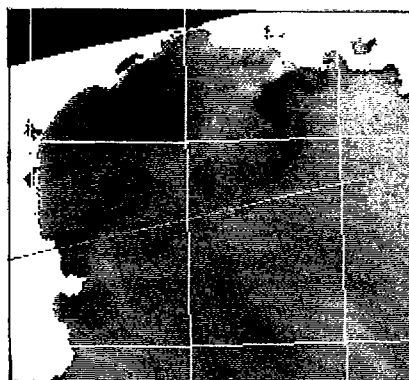


Figure II.2 (suite)

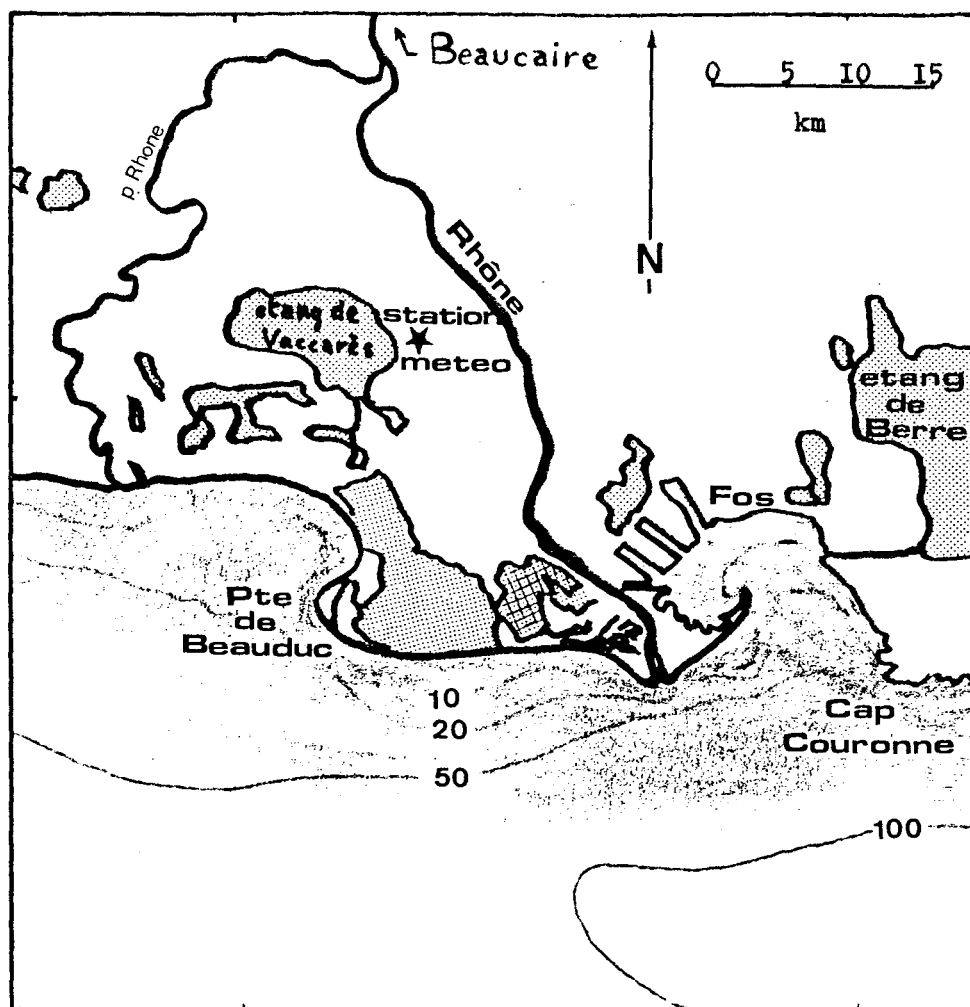


Figure II.3 : Le delta du Rhône et ses environs.

Les données météorologiques qui nous intéressent sont principalement la direction et la vitesse du vent.

Les stations de la Météorologie Nationale se situant près du delta du Rhône sont celles du Cap Couronne, de la Tour du Valat et de Fos sur mer (figure II.3). Cette dernière n'ayant pas fourni de données sur les périodes récentes, nous avons examiné statistiquement la variabilité des données sur les deux autres. La station de la Tour du Valat, située près de l'étang de Vaccarès, en plaine, semble enregistrer un vent nettement plus constant en direction et en vitesse que la station de Cap Couronne, située en pointe. La figure II.4 montre les données comparées de ces deux

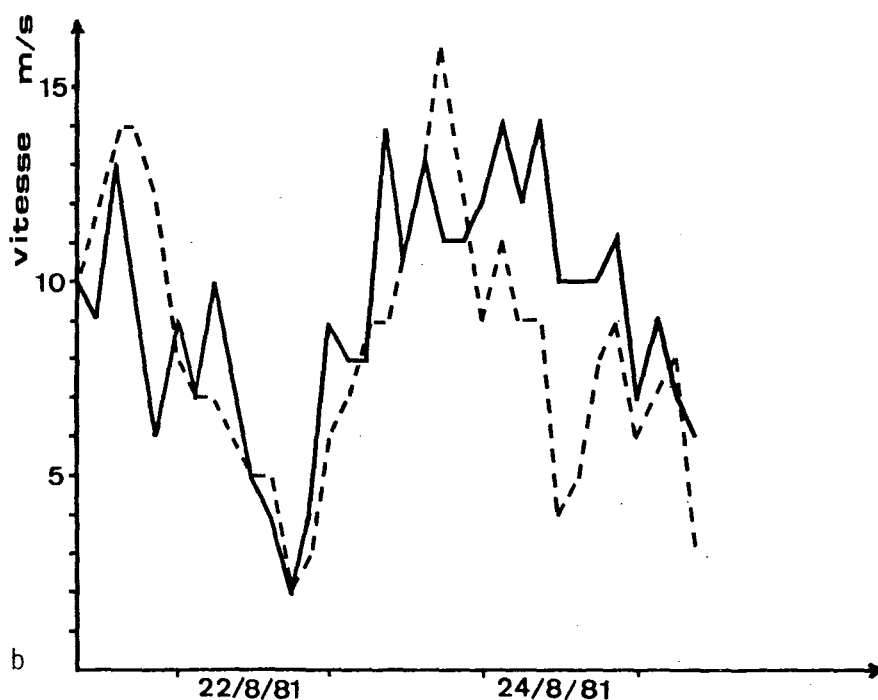
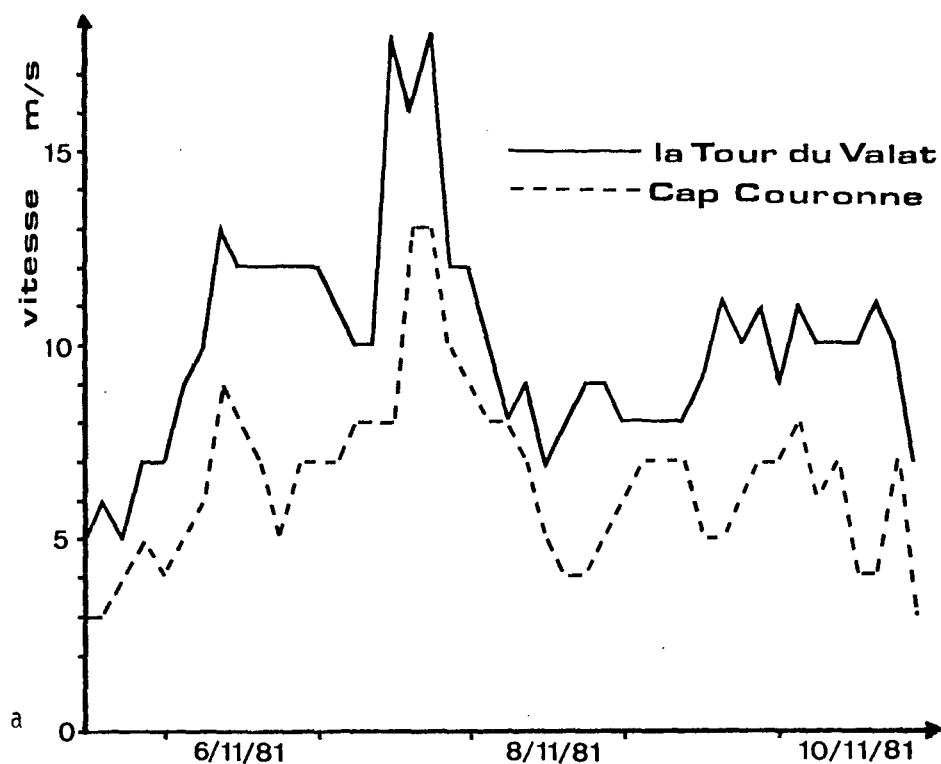


Figure II.4 : Variation de la vitesse du vent mesurée par régime de Mistral en hiver (a) et en été (b) aux deux stations météorologiques les plus proches du débouché du Rhône. Les données de la station de la Tour du Valat sont retenues pour leur plus grande représentativité.

stations pour des périodes d'été et d'hiver, par situation courante de vent de Mistral. Dans le premier cas (figure II.4a), la vitesse moyenne du vent sur les trois jours considérés est de 6 m/s à Cap couronne contre 9 m/s à la Tour du Valat. De plus, la direction du vent mesuré à la première station varie de l' WSW au NE, alors qu'elle est rigoureusement constante de Nord à La Tour du Valat, sans doute à cause de l'absence de perturbations liées au relief et de la distance à la côte qui permet de s'affranchir des effets de brise cotière. Dans le second cas (figure II.4b), les écarts extrêmes de la vitesse du vent sont toujours plus élevés à Cap Couronne, pour la même raison.

Pour les autres régimes de vent, beaucoup moins fréquents, les variations entre les deux stations sont moindres. Seul le vent de SE semble être plus fort à Cap Couronne, peut-être accéléré par le relief disposé E-W.

Les données de la station de La Tour de Valat seront donc celles retenues dans cette étude. L'altitude de la station est de un mètre seulement et les mesures sont effectuées à 12 m au dessus du niveau du sol, en direction et en vitesse. La répétitivité des mesures est de trois heures, ce qui permet de relier de façon fine les variations hydrologiques liées à celles, rapides, du vent, quand la fréquence des images satellitaires le permet.

La nébulosité, notée en octas, est relevée tous les jours à midi à la station de Cap Couronne. Pour cette même station, une rose des vents a été établie (figure II.5), montrant la répartition moyenne des différents régimes de vent sur la période 1961-1976. On constate une nette prédominance du Mistral, dévié vers l'ouest par rapport à La Tour du Valat où il souffle plutôt du NNW. Pour les autres régimes de vent, la répartition paraît comparable.

Les données météorologiques s'avèrent très fortement corrélées avec les observations satellitaires, ainsi qu'avec celles obtenues à partir du navire océanographique "Le Noroît" durant la campagne EURHOGLI pendant laquelle les données de vent associées correspondent à des situations classiques observées fréquemment à travers de nombreuses thermographies AVHRR, à savoir : cinq situations de Mistral, une de vent nul et deux de vent de SSE (voir le tableau II.2).

Durant cette période, les mesures des débits journaliers du Rhône

U	2/4 M/S	5/9 M/S	10 M/S	TOTAL
02	1.76	.95	.69	2.79
04	2.45	.95	.28	3.68
06	2.44	1.65	.51	4.59
08	3.63	3.53	2.15	9.30
10	2.43	2.16	1.01	5.60
12	.59	.58	.43	1.60
14	.77	.79	.31	1.88
16	.92	.69	.10	1.72
18	.79	.48	+	1.30
20	.75	.30	+	1.08
22	1.47	.68	.05	2.21
24	1.51	1.20	.13	2.84
26	1.31	1.89	.40	3.61
28	2.12	3.71	1.59	7.42
30	3.10	6.15	2.65	11.90
32	5.07	7.53	4.26	16.86
34	2.49	3.64	2.13	8.25
36	2.07	2.00	.29	4.36
U < 2M/S :	9.02 %			

LE SIGNE + INDIQUE UNE FREQUENCE
NON NULLE MAIS INFERIEURE A 0.05%

FREQUENCES MOYENNES DES DIRECTIONS DU VENT
PAR GROUPES DE VITESSES : 2-4 M/S, 5-9 M/S ET 10 M/S ET PLUS.

PERIODE : 1961-1976

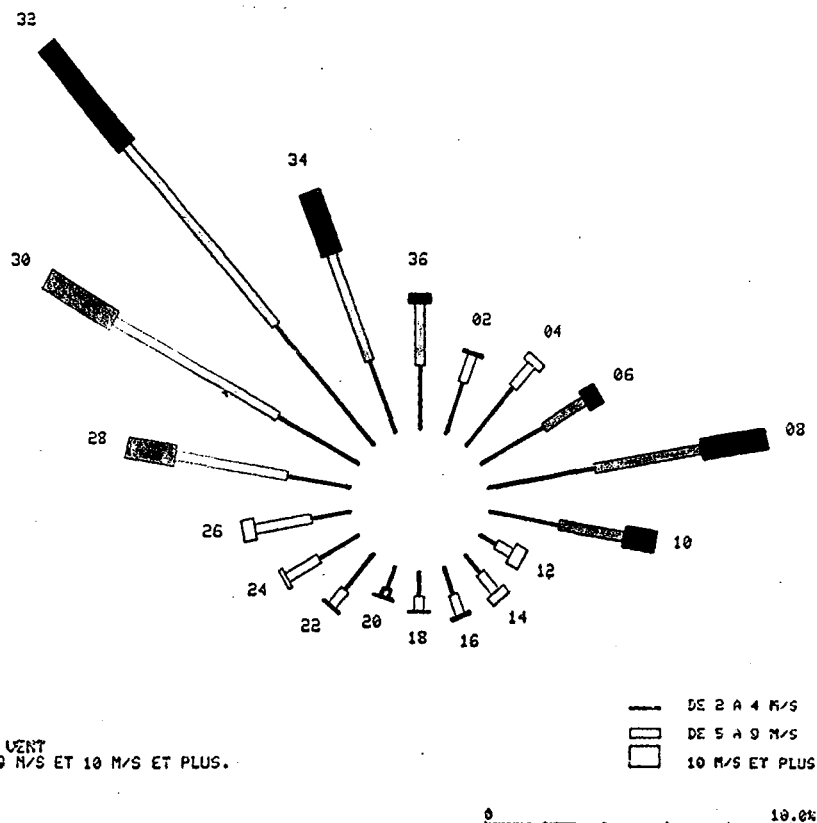


Figure II.5 : Rose des vents établie sur quinze ans à la station de la Météorologie Nationale de Cap Couronne. On y remarque la grande prédominance du Mistral (55% des cas représentés).

: Date :	H.GMT :	:	VENT	:	Débit :	:
:(J/M) :	(H/M) :	n° orb.	:	dir. vit(m/s) :	(m3/s) :	Observation :
:.....:.....:.....:.....:.....:.....:.....:						
: 29/6 :	12.36 :	23624 :	NNW 6-9 :	1765 :	dégagé :	:
: 1/7 :	10.30 :	23651 :	NNW 4-9 :	1550 :	dégagé :	:
: 2/7 :	10.48 :	23665 :	NNW 6-7 :	1620 :	dégagé :	:
: 6/7 :	10.18 :	23720 :	SSE faible :	1638 :	couvert :	:
: 8/7 :	10.54 :	23748 :	variable :	1747 :	dégagé :	:
: 9/7 :	11.12 :	23762 :	SSE 1-6 :	1740 :	dégagé :	:
: 11/7 :	11.49 :	23790 :	vent nul :	1540 :	dégagé :	:
: 12/7 :	10.14 :	23803 :	variable :	1690 :	1/2 couvert :	:
: 13/7 :	10.42 :	23817 :	NNW 8-5 :	1556 :	dégagé :	:
: 15/7 :	11.18 :	23845 :	NNW 5-0 :	1431 :	dégagé :	:
: 16/7 :	11.36 :	23859 :	vent nul :	1434 :	1/2 couvert :	:
:.....:.....:.....:.....:.....:.....:.....:						

Tableau II.2 : Conditions de vent et de débit rencontrées lors des observations CZCS durant la campagne EURHOGLI.

observés à Beaucaire (données fournies par la Compagnie Nationale du Rhône) font apparaître des valeurs faibles variant assez peu (de 1431 à 1765 m³/s) donc inférieures à la moyenne décennale. Ces valeurs de débit sont proches de la moyenne saisonnière établie sur les mois de juin et juillet des quinze dernières années qui s'élève à 1500 m³/s.

Cette constance relative permet d'éliminer le débit des facteurs susceptibles d'intervenir dans les variations de la configuration du panache du Rhône durant EURHOGLI. Il est cependant important de noter que des crues importantes ont eu lieu durant les mois de mai et juin. La plus grande partie des sédiments charriés par le Rhône se dépose à la suite des grandes crues d'hiver et de printemps pendant lesquelles des débits de 4000 à 5000 m³/s sont couramment mesurés.

II.2.3 Les données recueillies en mer

Les objectifs de la campagne EURHOGLI ont été axés sur l'étude de l'écosystème pélagique et tout spécialement sur le système production-régénération en liaison avec les apports nutritifs rhodaniens. Ils comportent les descriptions hydrologique et chimique des masses d'eau afin de délimiter également la zone de dilution du Rhône par le biais de traceurs chimiques.

En dehors des études classiques sur la productivité primaire, une attention particulière a été portée à l'analyse de la distribution de taille du matériel particulaire en suspension.

Les stations hydrologiques sont équidistantes de cinq milles nautiques près de l'embouchure et de dix milles nautiques plus au large. Elles correspondent à la zone de l'influence maximale mesurable de la nappe de dilution (figure II.6). A chacune d'elles ont été effectuées des mesures de température, de salinité, de chlorophylle, de seston, d'oxygène dissous, d'alcalinité totale et de sels nutritifs (PO₄, NO₃, NO₂, NH₄, SiO₃).

Un deuxième réseau moins dense représente les stations de production, notées P1 à P12, où la production primaire a été mesurée sur une journée par plusieurs méthodes avec incubation in situ (méthodes C14, O₂ et N15). Un troisième réseau serré en créneau a été parcouru devant l'embouchure du Rhône, durant la deuxième partie de la campagne, pour mettre en évidence les variations à moyenne échelle de la production primaire.

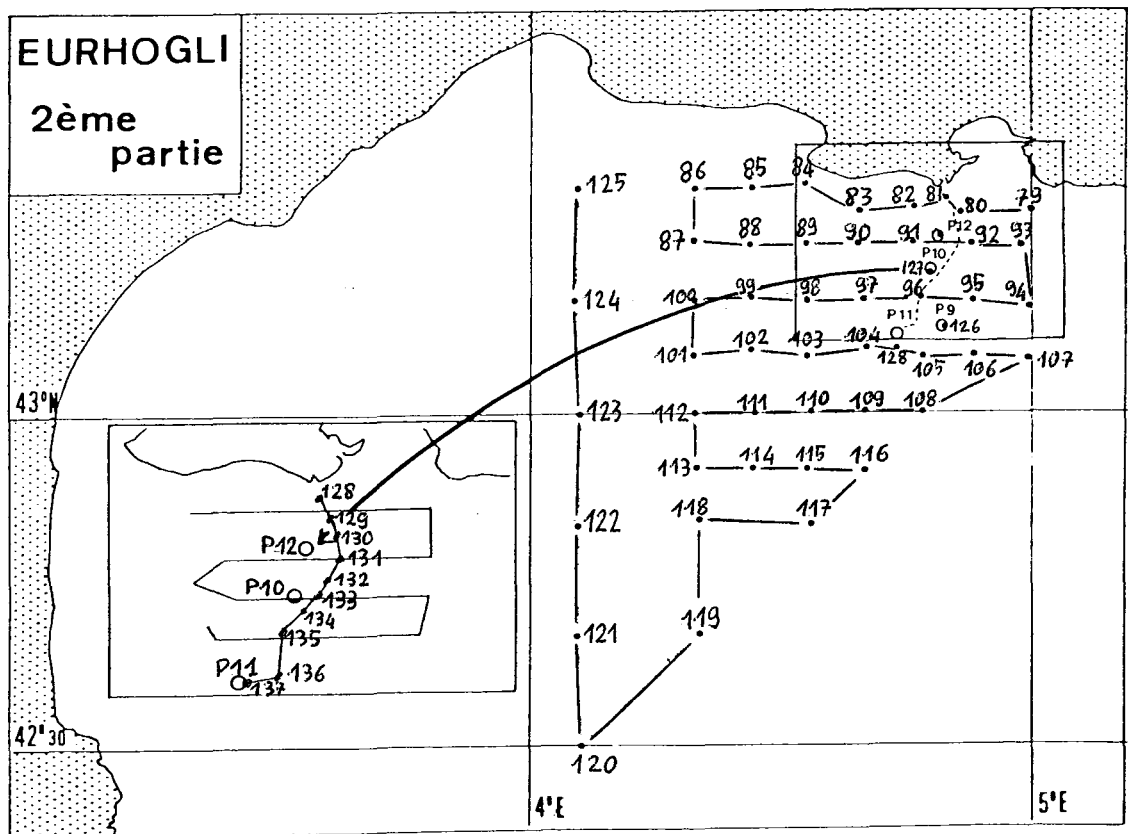
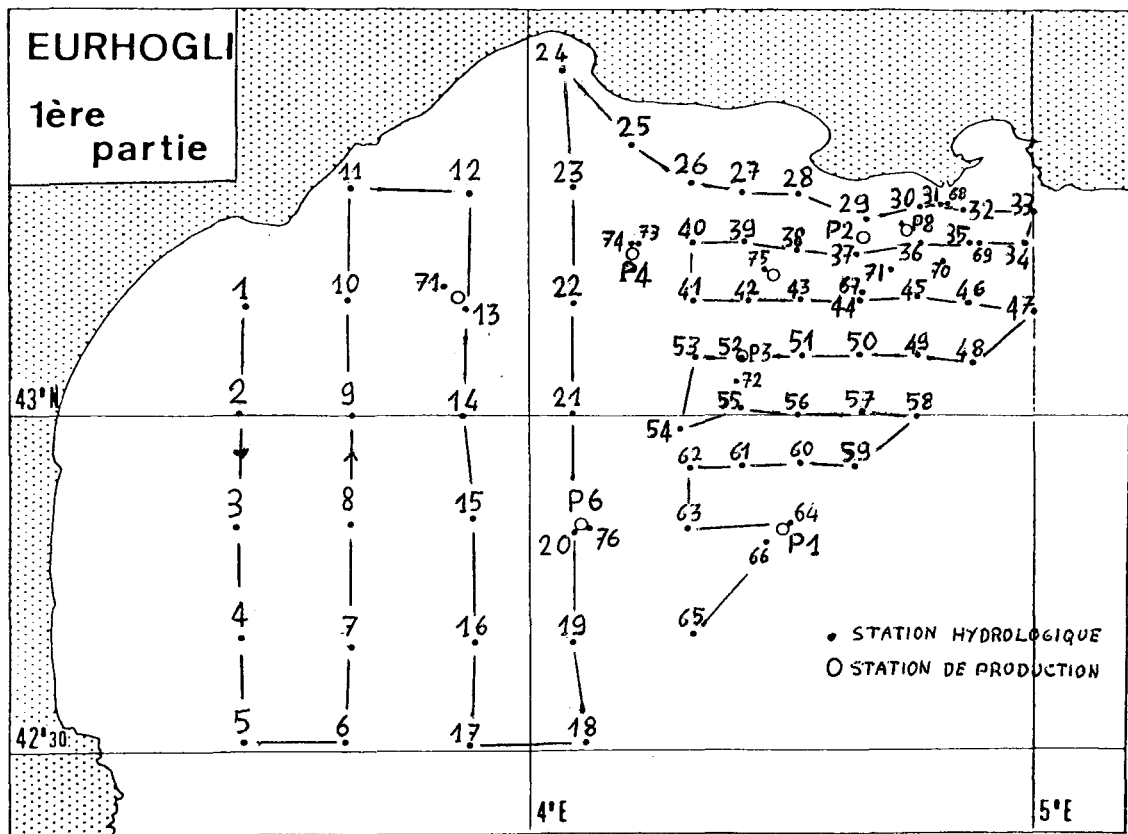


Figure II.6 : Répartition des stations hydrologiques (n° 1 à 129) et de production (P1 à P12) pendant les deux parties de la mission EURHOGLI.

Le matériel en suspension (poids sestonique total sec filtré) a été mesuré par la méthode de Krey (1950) sur filtre acétate de cellulose (diamètre :47 mm, porosité de 0,45 μ m).

Les mesures de pigments ont été réalisées sur des échantillons avant acidification (mesure de la chlorophylle a) et après acidification (mesure de la phéophytine a et de la phéophorbide). Les filtrations ont été effectuées sur des membranes GF/C Whatman (diamètre :47 mm) qui ont ensuite été congelées à bord. L'extraction a été faite par l'acétone dilué et la mesure par un fluorimètre Turner 111 ou Turner Designs selon la méthode préconisée par Yentsch et Menzel (1963).

L'étude des spectres particuliers au Counter Coulter, donne un excellent aperçu de la granulométrie et de l'abondance des particules pour chaque classe de taille. Les résultats montrent qu'il n'existe pas de corrélation linéaire immédiate entre la turbidité, mesure optique, et le nombre de particules ou le poids sec, mais confirment et complètent l'étude par satellite en déterminant pour l'ensemble de la campagne l'évolution en nombre et en taille des particules en suspension dans la zone de dilution.

Toutes les données de la campagne ont été stockées par ordinateur et sont disponibles, sous forme de listings, station par station. Elles sont partiellement présentées pages 2.55 à 2.66.

II.3. COMPORTEMENT DE LA NAPPE DE DILUTION DU RHONE OBSERVEE SUR LES THERMOGRAPHIES AVHRR DE 1979 A 1981

Nous examinerons dans ce chapitre les nombreux résultats apportés dans l'analyse de la nappe de dilution rhodanienne grâce à la cartographie de la température de surface.

Ces résultats de télédétection seront ensuite associés aux images de la couleur de la mer, elles-mêmes confrontées aux données recueillies durant la campagne EURHOGLI.

II.3.1 Repérage thermique de la nappe de dilution

Cette analyse est possible grâce à la grande résolution thermique (0,2 degré Celsius) du capteur AVHRR, ainsi qu'au grand nombre de scènes disponibles. La répétitivité élevée des données permet d'appréhender des variations rapides de la nappe thermique de surface.

La plupart des thermographies AVHRR obtenues sur le golfe du Lion présentent des structures thermiques superficielles bien différenciées face à l'embouchure du Rhône dont l'eau douce, toujours plus légère que l'eau de mer, glisse à la surface de celle-ci. La résolution spatiale (un kilomètre) combinée à la précision radiométrique des mesures est suffisante pour bien distinguer le lit marin du fleuve de l'eau de mer avoisinante qui est moins chaude en été et moins froide en hiver. La nappe de dilution est, en effet, presque toujours séparée de l'eau de mer par un front thermique de plusieurs degrés, sauf parfois au printemps et en automne où le contraste thermique est assez faible.

L'extension en mer de l'eau du fleuve est visible par la température de surface sur quelques dizaines à plus de 100 kilomètres au large, en fonction du régime des vents.

La figure II.7 représente une thermographie obtenue le 17 décembre 1979 (a) ainsi que le schéma de la nappe thermique associée (b), lors d'une situation très classique de Mistral. L'eau froide du fleuve (teintes claires) se détache nettement sur l'eau de mer plus chaude (en noir).

Nous avons délimité le contour de la nappe de dilution pour chaque scène en considérant comme limite thermique de la nappe la zone du gradient maximal observé. Cette limite dépend dans certains cas du contraste thermique fleuve-mer, et sa détermination n'est pas absolue, mais rend compte de l'extention générale de la nappe de dilution.

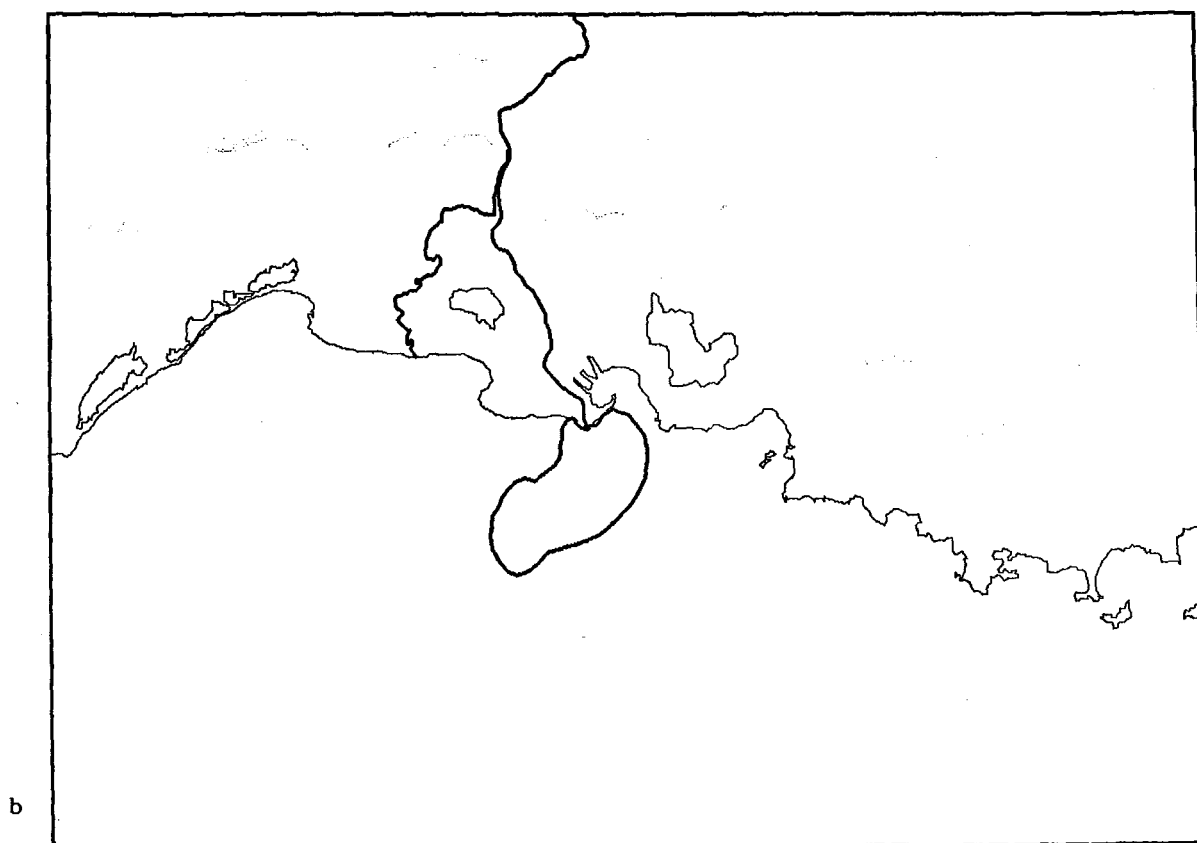
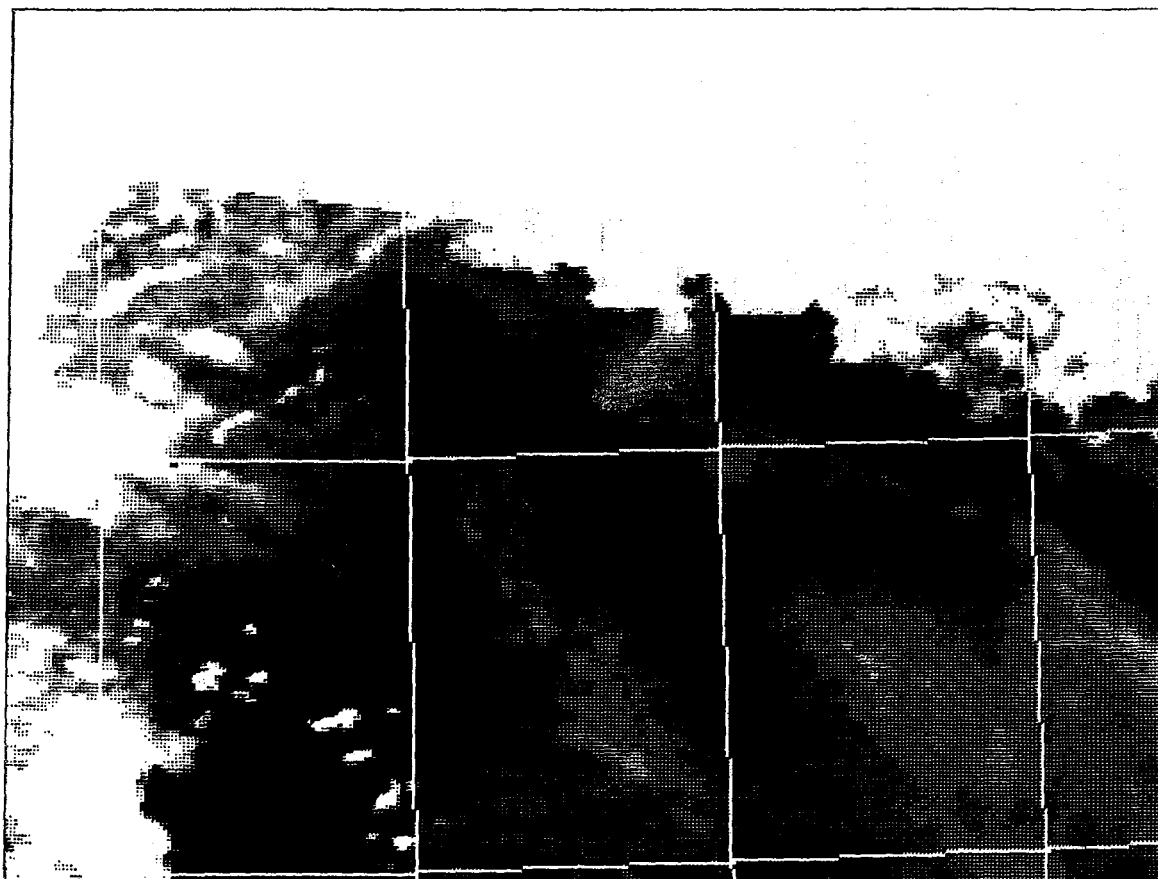


Figure II.7 : Thermographie AVHRR du 17 décembre 1984 (a). Les basses températures sont représentées en clair. On distingue la nappe froide du Rhône schématisée en bas (b).

La surface de la nappe a été calculée après numérisation de ce contour sur une table à digitaliser. La valeur moyenne se situe entre 300 et 400 km².

II.3.2 Influence du vent sur la nappe

Toutes les thermographies infra-rouge obtenues historiquement ainsi que les images de la couleur de la mer correspondent à des situations météorologiques caractérisées par la dominance d'un vent de secteur précis et font apparaître une nette orientation de la nappe de dilution, étirée vers la droite du vent (figure II.8).

Sur plus de cinquantes images, cette direction est confirmée par celle de la nappe du Petit Rhône, soumise aux mêmes influences météorologiques. Le vent paraît être un des facteurs les plus importants intervenant significativement sur les modalités de l'extension en mer de la nappe de surface.

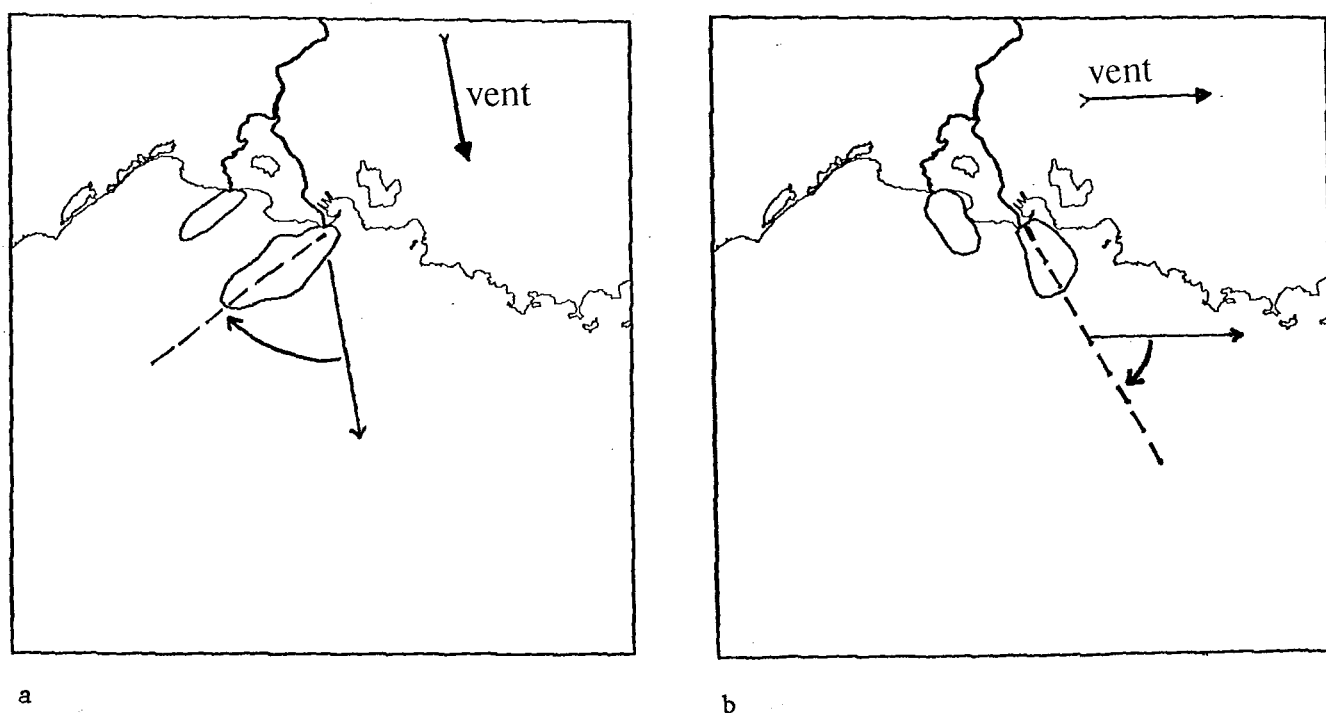


Figure II.8 : Ces deux thermographies ont été obtenues respectivement le 1er février 1981 (a) et le 11 décembre 1979 (b). Elles montrent la déviation systématique de la nappe thermique superficielle du Rhône, à environ 50° sur la droite du vent sous l'influence de l'accélération de Coriolis.

Bien que la diversité des régimes météorologiques ne soit pas représentée quantitativement à travers les images obtenues, en raison de la couverture nuageuse généralement associée aux vents de secteur Sud et Est, le grand nombre de thermographies fait apparaître un éventail de toutes les situations hydrologiques associées pouvant se produire dans la zone d'étude.

II.3.2.1 Mode d'action

Lors d'une situation stable, on constate que la nappe est régulièrement orientée à environ 45 - 60 degrés sur la droite du vent, en accord avec les théories de Crepon (1971) sur l'hydrodynamique en régime impulsif.

La nappe dessalée superficielle du Rhône constitue avec l'eau sous-jacente un système à deux couches séparées par une très forte pycnocline (Blanc, Leveau, 1973 ; Aloïsi et al, 1982).

La nappe soumise à la tension du vent se déplace sur la droite de celle-ci en glissant sur la couche inférieure dans une direction qui est fonction du courant permanent présent, de la durée de coup de vent présent et du coefficient de frottement à l'interface.

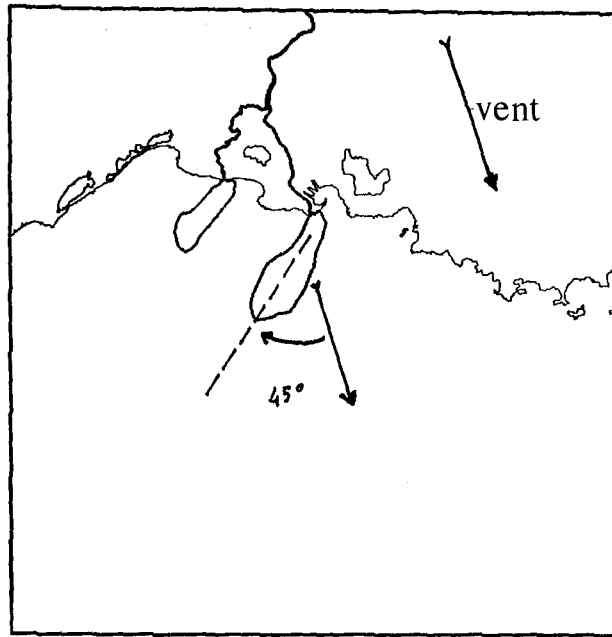
Ainsi, pour une situation de Mistral (vent de Nord-Nord-Ouest), l'écoulement de la nappe de surface est dirigé vers le Sud-Sud-Ouest, alors qu'un vent de nord entraîne cette nappe vers le Sud-Ouest, comme le montre la figure II.9 concernant des situations stables établies depuis plusieurs jours.

Les vents de Nord correspondent bien à la théorie, en raison de leur caractère impulsif, de leur constance et de leur durée. De plus, les contraintes d'écoulement liées à la présence de la côte sont moindres que pour tous les autres régimes de vent.

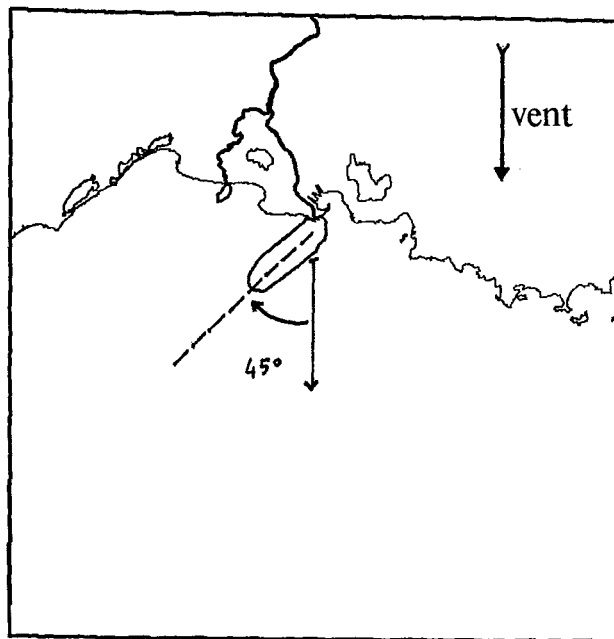
En ce qui concerne la couche d'eau sous-jacente, les thermographies sont incapables d'apporter directement une quelconque information de par la très faible pénétration de ces longueurs d'onde dans l'eau.

Par contre, les images de la couleur de la mer apportent une information supplémentaire concernant une couche d'eau de plusieurs mètres.

L'interprétation de ces images est détaillée en troisième partie.



a



b

Figure II.9 : Situations thermiques superficielles du 28 février 1980 (a) et du 28 décembre 1980 (b) montrant l'orientation de la nappe du Rhône lors de deux régimes de Mistral, à environ 45° sur la droite du vent, après stabilisation de la direction et plus de 6 heures après le début du coup de vent.

II.3.2.2 Temps d'établissement d'une situation hydrologique stable

Une situation d'équilibre stable exige pour s'établir un minimum de temps après le début du coup de vent. La possibilité d'obtenir des vues à six heures d'intervalle par les satellites de la série NOAA permet d'apprécier la vitesse de renversement d'une tendance, après une brusque variation du vent en direction et en vitesse.

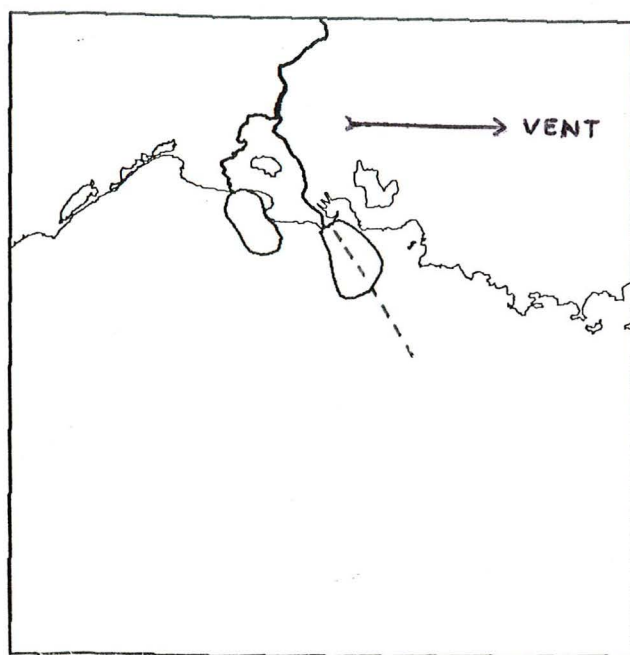
Ainsi la thermographie du 11 décembre 1979 à 19H15 fait apparaître une nappe nettement étirée vers le Sud-Est (figure II.10a) sous l'influence d'un fort vent d'Ouest de 6 à 18 m/s. Ce vent s'était levé depuis environ 8H du matin et succédait à une période de plusieurs jours de vents très faibles de secteur Est. Le lendemain, le vent d'Ouest persistant étire toujours la nappe vers le Sud-Est en prenant cette fois une forme étroite typique, comme celle présentée sur la figure II.19.

De même, l'image du 16 février 1980 à 18H20 montre une nappe étirée vers le Sud-Est par un vent d'Ouest-Nord-Ouest qui s'est levé vers 14H environ. La veille soufflait un vent d'Est bien établi, dont l'empreinte est encore visible sur la nappe à l'Ouest du débouché (figure II.10).

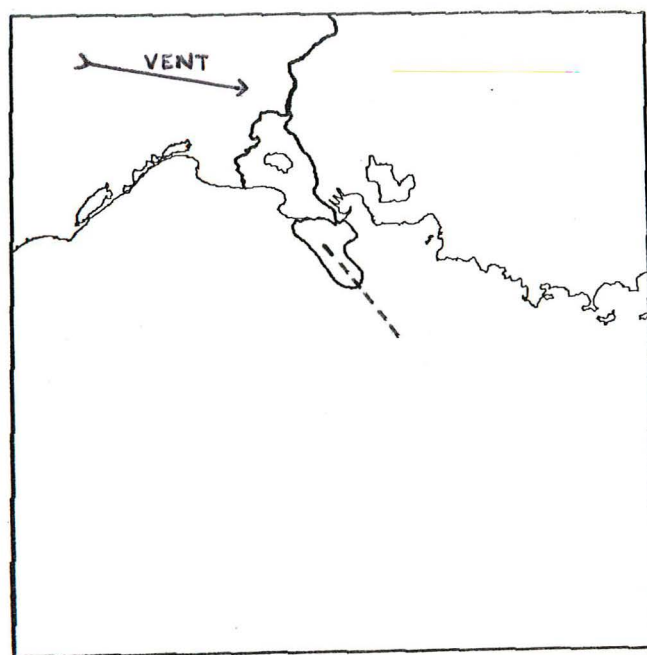
Ces deux cas font apparaître que quatre heures suffisent à modifier totalement la direction d'écoulement de la nappe de surface, mais pas complètement sa forme, du moins en période hivernale.

L'inertie de la nappe de surface, vis à vis des variations de vent, semble très faible quelque soit la direction de celui-ci. Une image du 19 octobre 1979 à 13H43 fait apparaître une nappe étirée vers l'Ouest de l'embouchure par un vent d'Est-Sud-Est de 6 m/s qui s'est levé depuis environ 8H du matin. L'influence du fort Mistral, qui soufflait la veille et encore à 6 m/s à 6H du matin, ne paraît plus du tout visible sur les thermographies (figure II.11). Dans ce cas, la modification d'écoulement est effective environ 6H après la renverse du vent, ce qui paraît être le délai moyen nécessaire à la stabilisation complète de la nappe.

Deux images du 27 février 1980 obtenues par situation de Mistral montrent clairement que le changement d'orientation classique du vent de Nord-Ouest à Nord entraîne une rotation de même amplitude de la nappe de Sud-Sud-Ouest à Sud-Ouest (figure II.12).



a



b

Figure II.10 : situations thermiques superficielles du 11 décembre 1979 et du 16 février 1980 permettant d'estimer la durée du coup de vent nécessaire à l'établissement d'une situation hydrologique stable. C'est le cas ici où l'on assiste à une renverse rapide de vent du secteur Ouest au secteur Nord. 24 heures plus tard, l'orientation de la nappe est bien visible, à 45° sur la droite du vent.

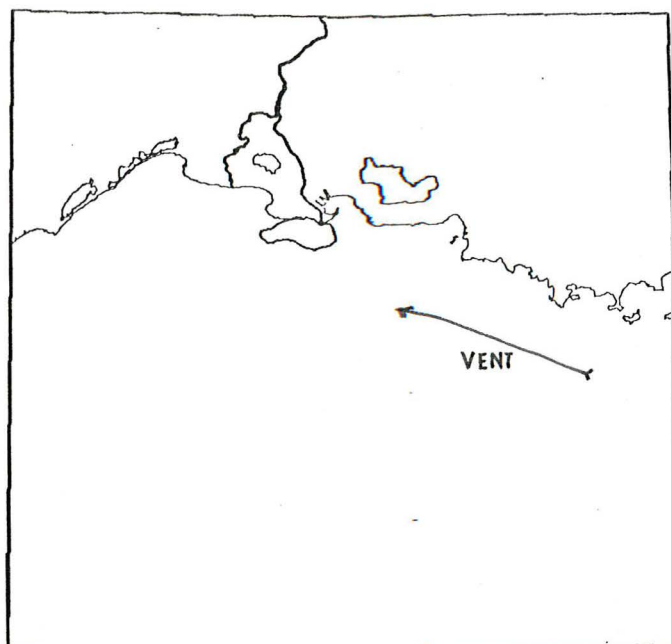


Figure II.11 : Situation thermique superficielle le 19/10/79 par vent d'E-SE montrant l'extension de la nappe du Rhône vers l'Ouest.

Il a fallu, là encore, environ 4 heures, peut-être moins, pour aboutir à une situation hydrologique qui restera stable tant que durera le vent de Nord. Dans ce cas, la réponse de la nappe au coup de vent est nette et rapide, vraisemblablement, d'une part, à cause de la faible variation angulaire de la direction du vent (environ 15°) et, d'autre part, à cause du débit modéré, qui joue un rôle non négligeable sur le temps de réponse, comme nous allons le voir plus loin.

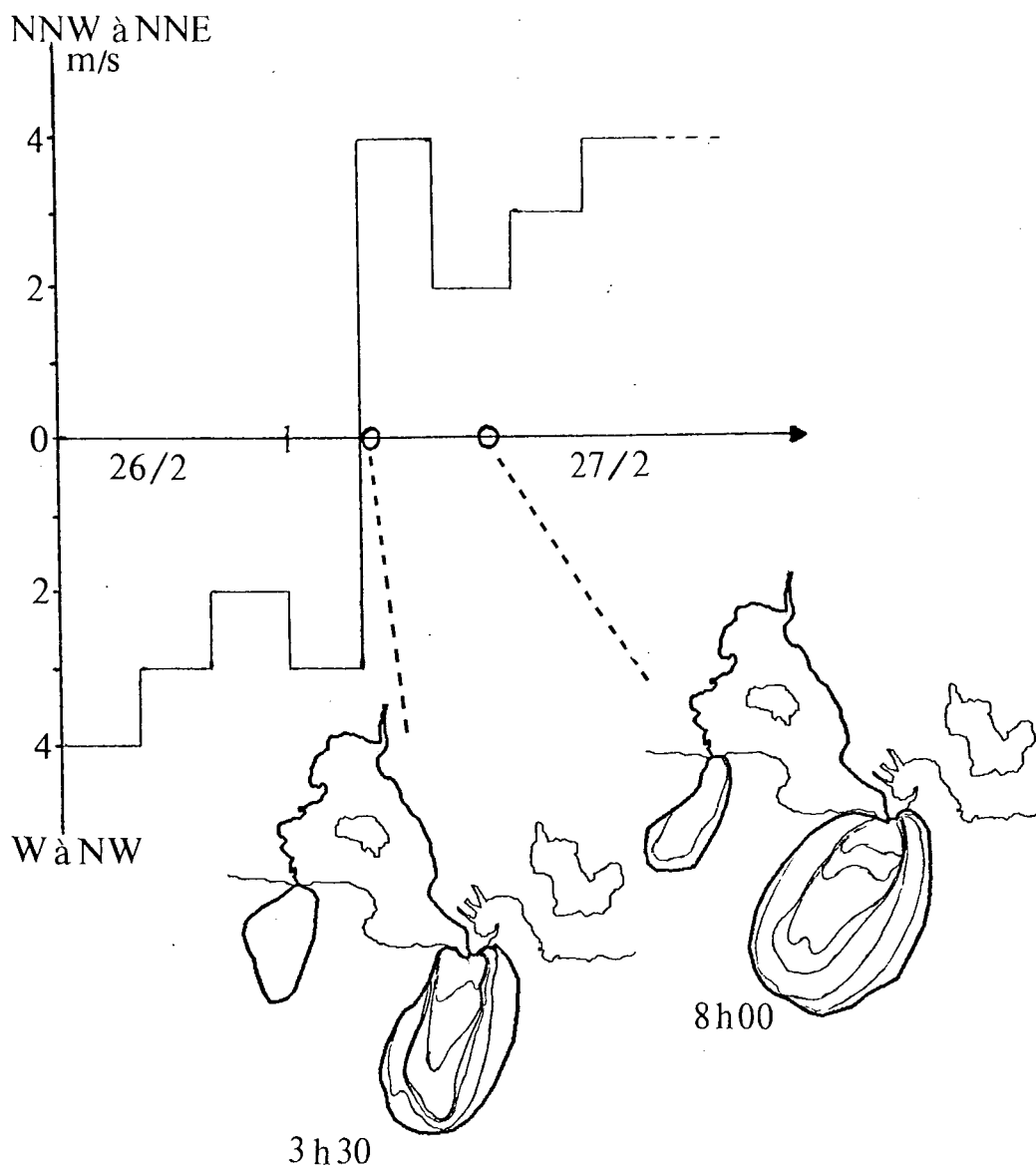


Figure II.12 : Deux thermographies obtenues le 27/2/80 à moins de 5 heures d'intervalle, montrent un changement progressif de direction de la nappe du Rhône du fait de l'arrivée du Mistral. Les isothermes ont été figurés afin de mieux visualiser la direction d'écoulement.

II.3.2.3 Variations spatio-temporelles de la nappe sous l'effet du vent

Les résultats statistiques apportés par l'observation systématique des thermographies permettent de définir des situations hydrologiques - type dont la fréquence durant l'année est bien connue grâce aux données météorologiques régulièrement accumulées.

La forme et l'orientation de la nappe thermique sont déterminées essentiellement par les caractéristiques du régime de vent établi. Nous verrons en effet que l'étalement de surface de la nappe est indépendant du débit. Nous distinguerons quatre situations hydrologiques de surface liées aux régimes météorologiques les plus courants soit :

- 1) Les situations de mistral ou de Nord-Nord-Ouest (60 % des images étudiées)
- 2) Les situations par vent de secteur Est à Sud-Est (12%)
- 3) Les situations par vent de secteur Nord-Ouest à Sud-Ouest (10%)
- 4) Les situations par vent très faible ou nul (18%)

L'ensemble des scènes utiles se situe surtout en été et en hiver lorsque la nébulosité est moindre. Nous examinerons pour chaque type de régime météorologique l'apport des données infra-rouge thermique obtenues par le capteur AVHRR.

II.3.2.3.1 La situation hydrologique au large du Rhône par Mistral

La fréquence de ces situations est suffisante pour qu'elle détermine la résultante générale de la dispersion de la plupart des éléments apportés par le Rhône et jusqu'à présent cartographiés sur un laps de temps beaucoup trop long pour mettre en évidence les phénomènes transitoires liés à ces apports.

Lors de Mistral, typiquement orienté Nord-Nord-Ouest au débouché du fleuve, la nappe est orientée vers le Sud-Sud-Ouest. Cette orientation est Sud-Ouest quand le vent est de secteur Nord à Nord-Nord-Est. Les figures II.13 et II.14 représentent les superpositions des contours de la nappe, respectivement pour 18 situations de vent de Nord-Nord-Ouest et pour 26 situations de vent de secteur Nord à Nord-Nord-Est, donnant

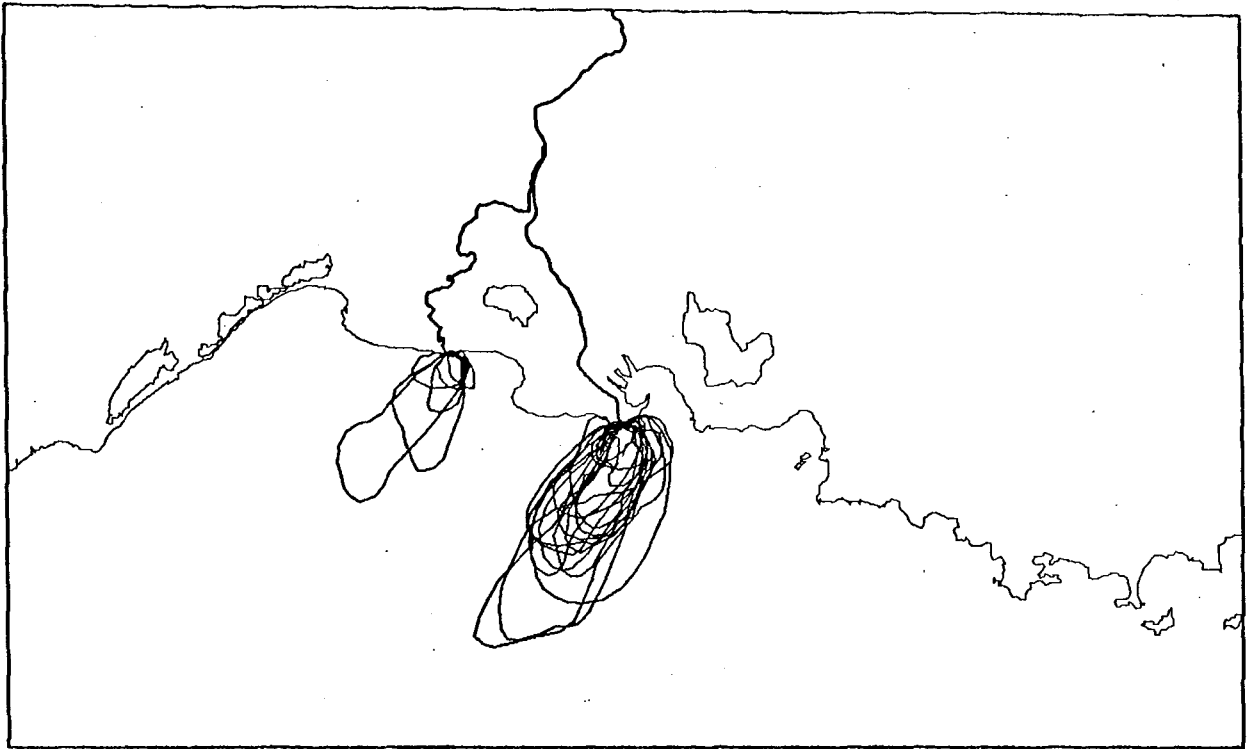


Figure II.13 : Superposition de 18 situations par vent de N-NW observées sur des thermographies AVHRR.

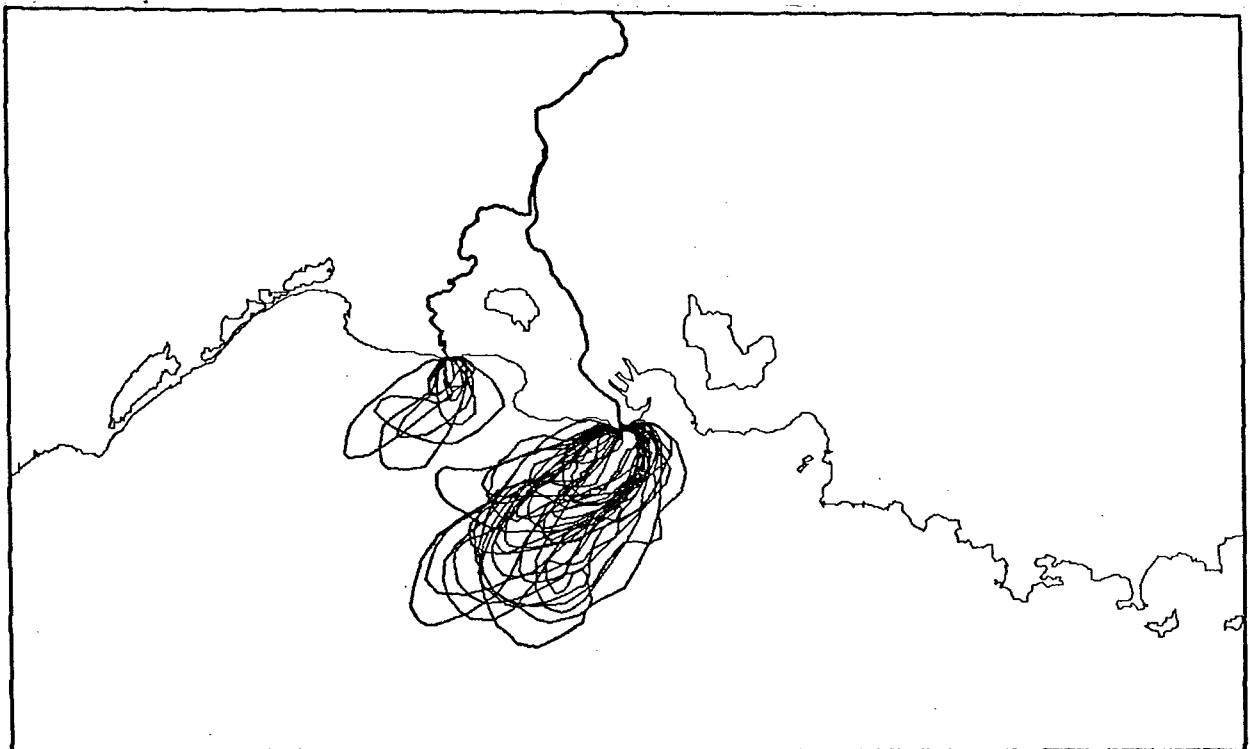


Figure II.14 : Superposition de 26 situations par vent de secteur N-NW à NE.

ainsi une vue statistique de l'extension thermique de la nappe de surface.

L'extension et la diffusion des eaux fluviales paraît rapide et concerne directement la haute mer, en moyenne jusqu'à 40 km au large de l'embouchure.

La longueur totale de côte pouvant être atteinte par la perturbation physico-chimique est ainsi toujours faible et dépasse rarement quelques kilomètres de part et d'autre de l'embouchure, qu'il s'agisse du Grand ou du Petit Rhône. L'étalement de la nappe thermique ainsi décrite est le plus souvent de 10 à 50 kilomètres vers le large. Quand le contraste thermique la rend distincte, la nappe du Petit Rhône confirme le plus souvent quantitativement l'ampleur de l'expansion.

II.3.2.3.2 Les situations par vent d'Est à Sud-Sud-Est

Ces vents ont toujours tendance à dévier l'expansion des eaux vers le Nord-Ouest ou le Nord. La nappe thermique du Grand Rhône est alors plaquée vers l'Ouest contre la côte jusqu'au niveau de la pointe de Beauduc, et parfois même au delà. La figure II.15 représente la superposition des tracés de 7 nappes par vent de secteur Est, obtenus à partir de thermographies AVHRR.

La dessalure, conjuguée à celle du petit Rhône, peut alors être très marquée le long des côtes et concerner une très grande partie du littoral camarguais.

Sur une thermographie du 29 juillet 1979 (figure II.16), une telle situation est encore visible, peu avant que le couvert nuageux toujours associé aux situations météorologiques d'Est n'interdise toute observation spatiale.

Le panache du grand Rhône est très visible et apparaît plus chaud par rapport aux eaux côtières refroidies par les upwellings apparus les jours précédents. Malgré le débit très faible en cette période de l'année, on distingue le panache du petit Rhône, plaqué contre la côte à l'Ouest de son embouchure par un vent qui a tourné progressivement au Sud au cours de la journée.

Une autre thermographie, obtenue le 17 octobre 1981 par le satellite NOAA7 et déjà présentée (figure II.2), montre très bien par un débit moyen (1560 m³/s) la nappe du grand Rhône, plus froide, plaquée contre la

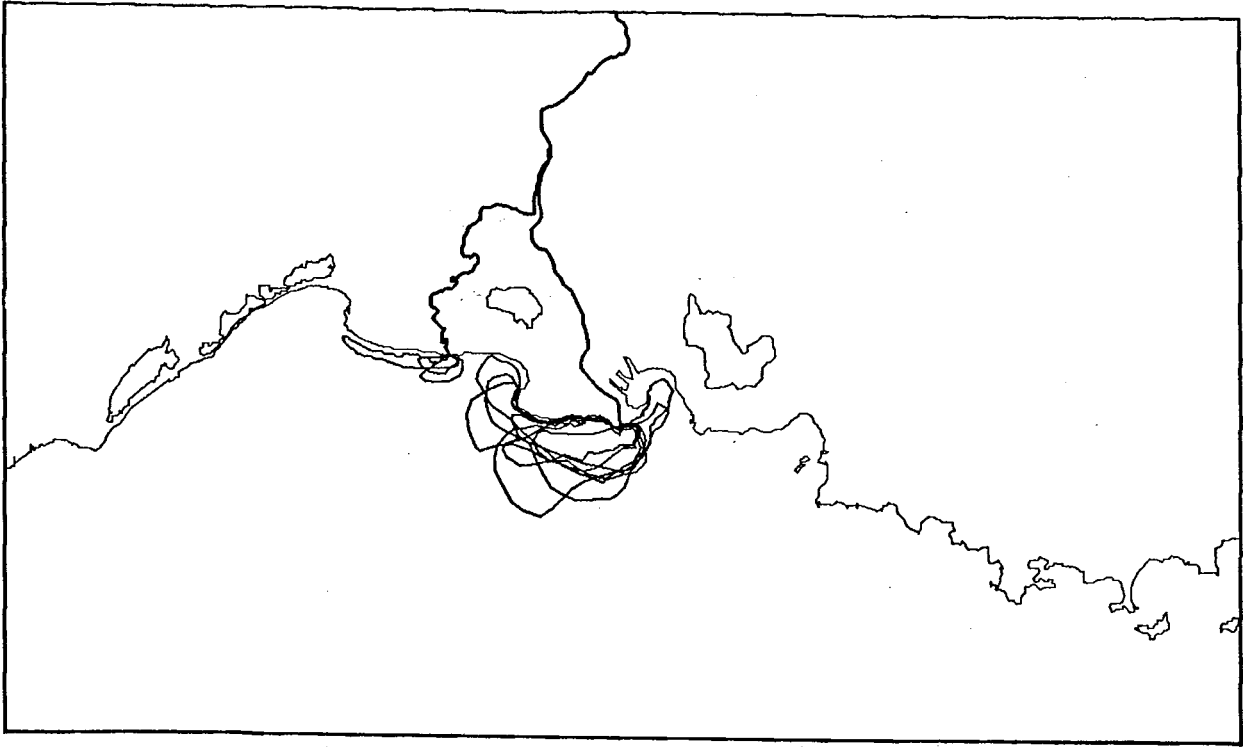


Figure II.15 : Superposition des contours de 7 nappes thermiques de surface observées par situation météorologique d'Est sur des thermographies AVHRR.

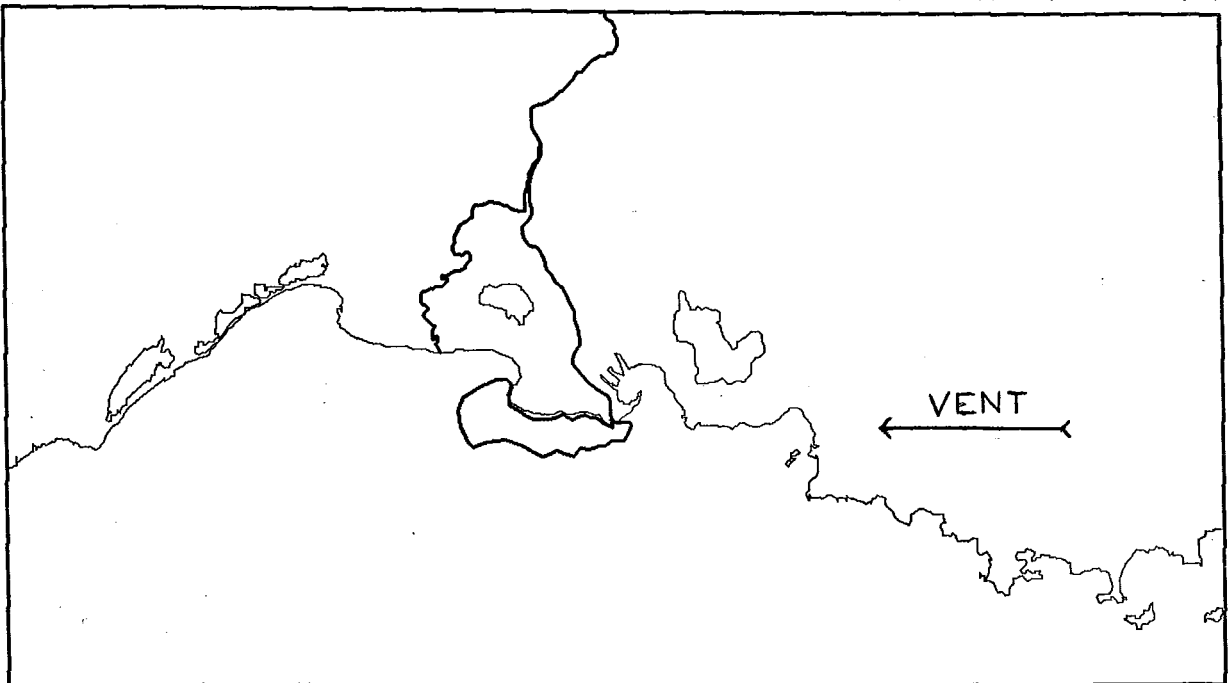


Figure II.16 : La thermographie AVHRR du 29 juillet 1979 permet de distinguer la grande longueur de côte (30 km) directement concernée par l'extension de la nappe de dilution du Rhône sous l'influence du vent d'Est.

côte vers l'Ouest (figure II.17). Une fois libérée de la contrainte de la côte, elle remonte vers le Nord jusqu'aux abords du golfe de Beauduc.

Il est également intéressant de noter que le vent tournant au Sud-Est au cours de la journée, la réponse de la nappe de surface est très rapide. En effet, une partie de la nappe devant le débouché, poussée vers le Nord, se trouve déviée vers l'Est de l'embouchure où elle atteint le golfe de Fos, en longeant la pointe de la Gracieuse.

On sait (Blanc, Leveau, 1973) que la présence d'eau d'origine continentale peut aussi également correspondre à des sorties d'eau de l'étang de Berre par le canal de Caronte. C'est peut-être ce que l'on observe sur la thermographie du 29 juillet 1981 (figure II.18) où l'on constate un débordement vers le Nord de la nappe qui s'étale largement à l'Ouest au fond du golfe de Beauduc jusqu'aux Saintes Maries de la Mer et à l'Est un peu au-delà de la pointe de la Gracieuse jusqu'au milieu du golfe de Fos, contre le canal de Caronte. Cette situation particulière peut affecter temporairement mais de manière importante l'équilibre écologique superficiel de cette zone (Arfi, 1980).

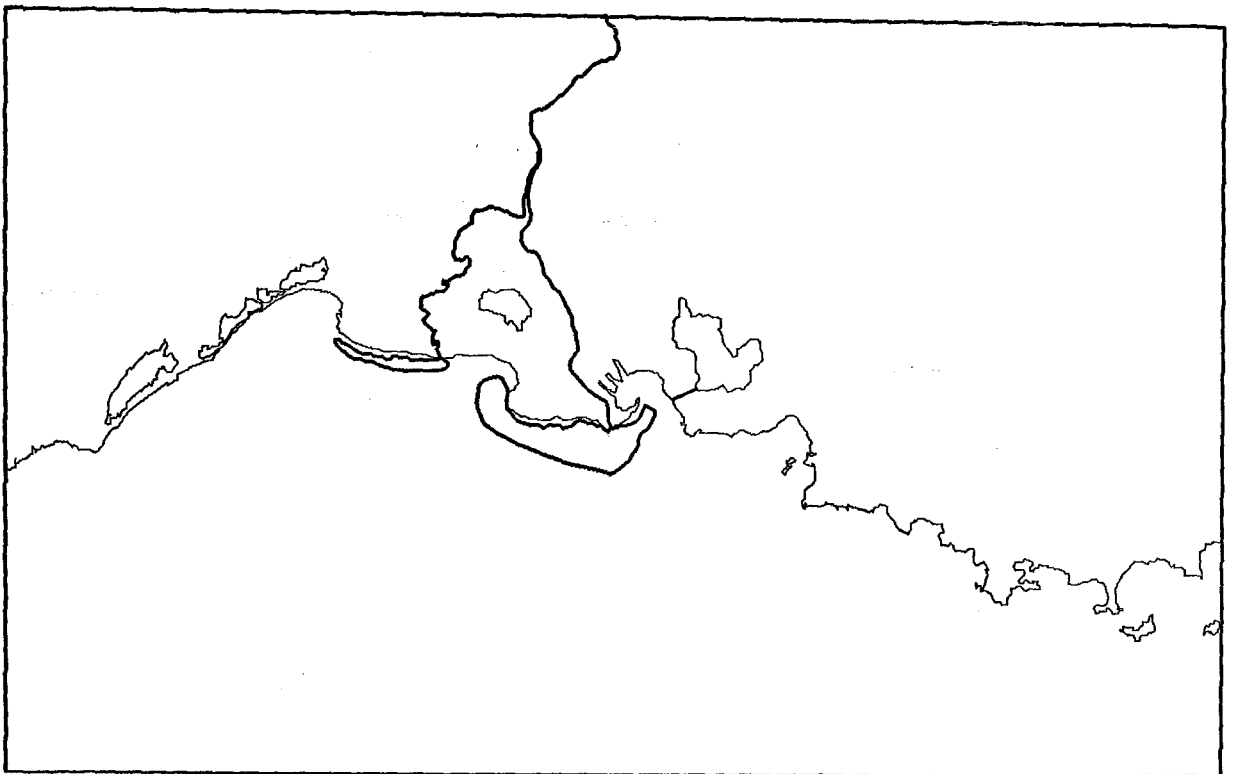


Figure II.17 : Thermographie du 17 octobre 1981 montrant l'extension de la nappe thermique vers l'Ouest, particulièrement pour le Petit Rhône, sous l'influence du vent d'Est.

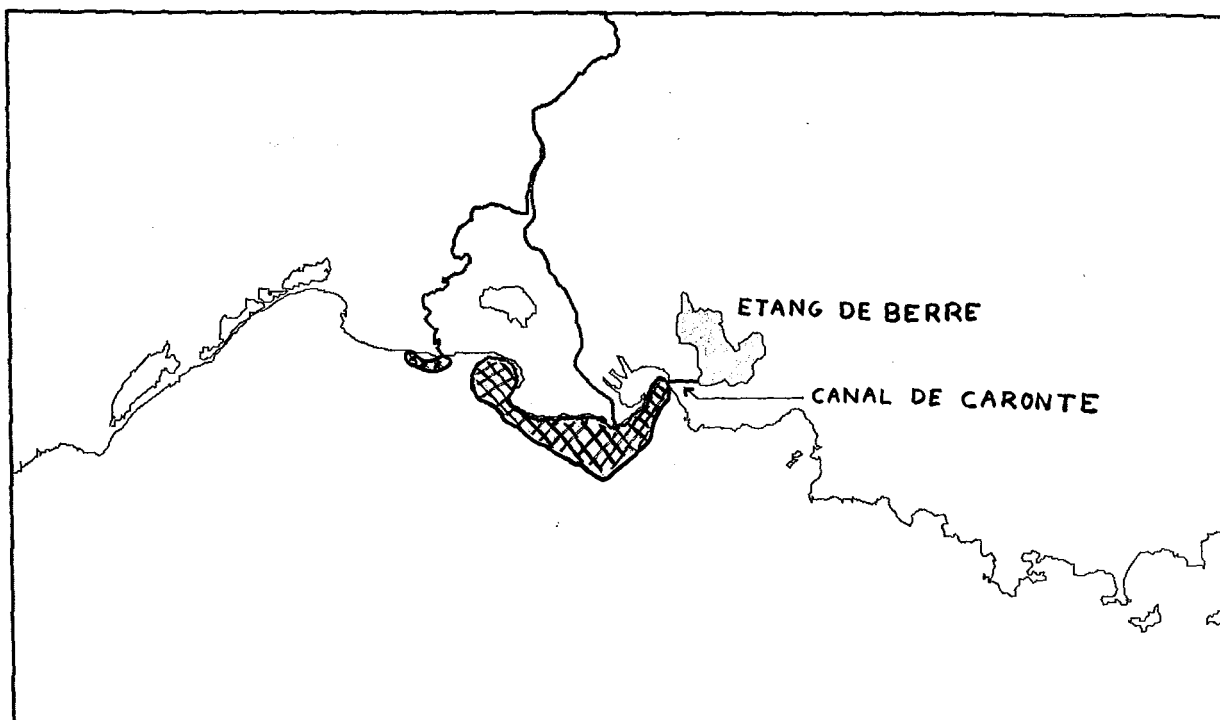


Figure II.18 : Thermographie du 29 juillet 1981. On remarque que le vent de Sud-Est pousse la nappe thermique vers le Nord. La présence d'eau plus chaude au milieu du golfe de Fos peut ici être due à une sortie d'eau douce du canal de Caronte.

II.3.2.3.3 Les situations par vent de secteur Nord-Ouest à Sud-Ouest

Par vent d'Ouest, la nappe thermique superficielle est toujours étirée vers le Sud-Est. La figure II.19 donne un exemple de la situation hydrologique le 12 décembre 1979 tandis que la figure II.20 montre la superposition des tracés de la nappe pour quatre situations typiques de vent d'Ouest.

Les vents de Sud-Ouest sont très peu fréquents et la situation associée n'est visible que sur trois thermographies AVHRR. Ils ont pour effet de pousser légèrement la nappe vers le Nord-Est en direction du golfe de Fos. Dans les trois cas observés, l'incursion est de courte durée (moins de 24 heures).

Les données météorologiques quotidiennes montrent effectivement que les vents de Sud-Ouest sont toujours transitoires.

Dans l'ensemble, les situations par vent de secteur Ouest sont assez rares et semblent réparties sur toute l'année. De plus, les nuages associés empêchent généralement l'observation par satellite.

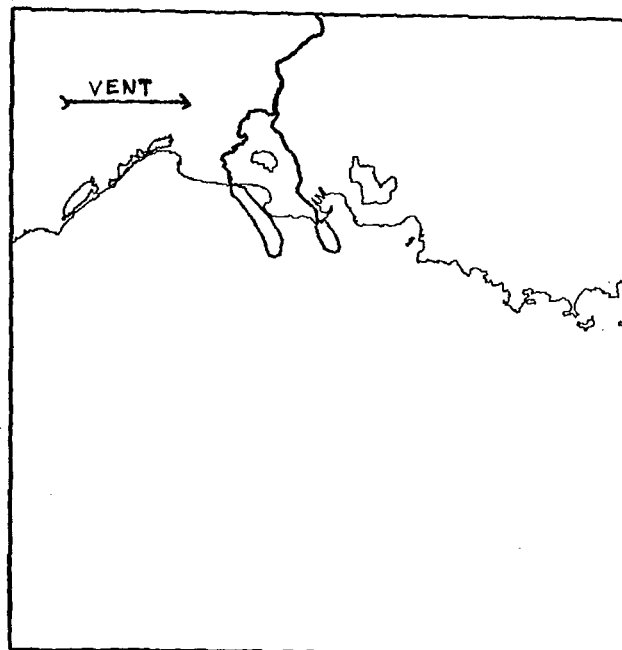


Figure II.19 : Exemple de situation hydrologique typique par vent d'Ouest.
On remarquera la précision dans l'orientation de la nappe du Petit Rhône.

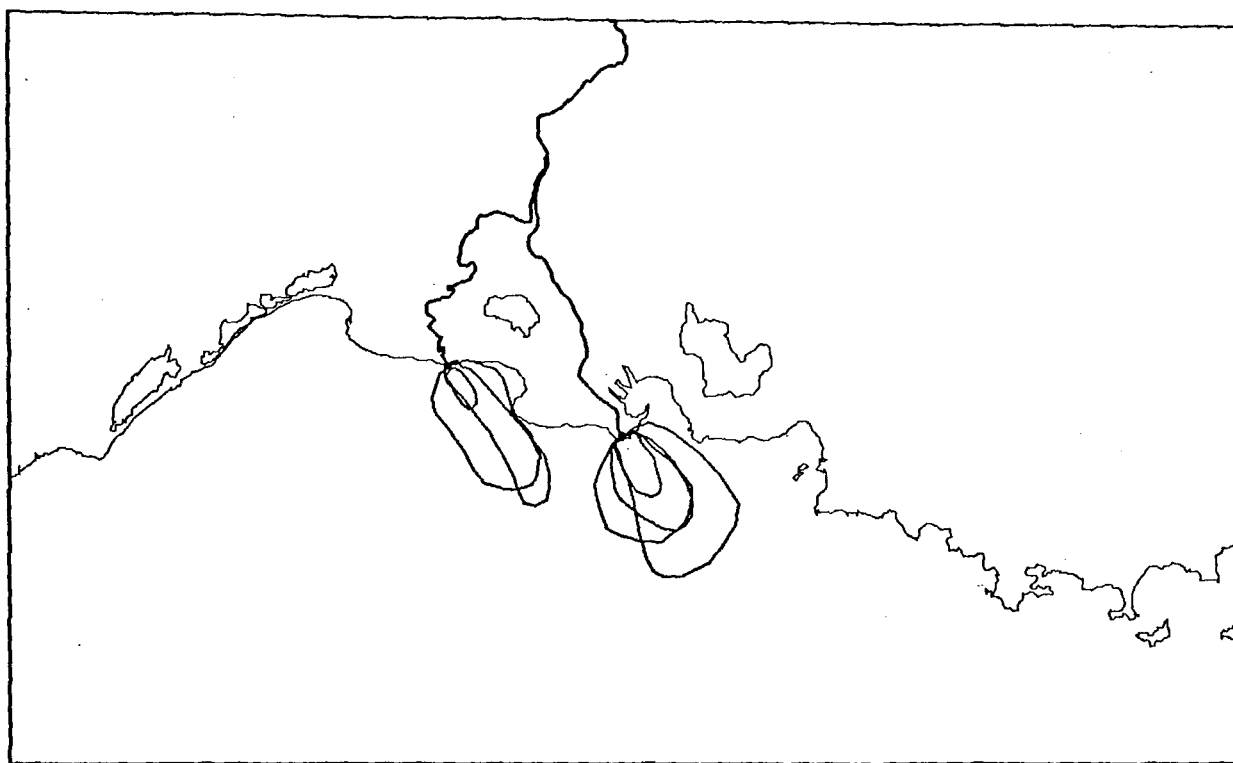


Figure II.20 : Superposition des contours des nappes correspondant à trois situations thermique par vent d'Ouest.

II.3.2.3.4 Situations de la nappe thermique par vent nul ou très faible

Parmi l'ensemble des thermographies AVHRR à notre disposition, il est possible de recenser une quinzaine de situations de ce type, tout particulièrement du printemps à l'automne.

En l'absence de vent, la nappe se répand en surface suivant une forme caractéristique de demi-cercle. La figure II.21 représente la superposition des contours de toutes les nappes délimitées lorsque la vitesse du vent est inférieure à 3 m/s, seuil à partir duquel une orientation de la nappe commence à être visible. Cette situation est encore confirmée par une image du 16 octobre 1981 (figure II.22) qui permet d'observer l'extension en demi cercle de la nappe de dilution devant l'embouchure.

En outre, il arrive, particulièrement durant l'été, que cette nappe dessalée de surface soit très fortement différenciée du milieu marin en raison, d'une part de l'absence de mélange avec l'eau sous-jacente et, d'autre part d'un réchauffement plus important.

Il faut signaler également, sur plusieurs thermographies, l'apparition autour de la nappe d'une couronne d'eau nettement plus chaude. Ce phénomène apparaît quand le vent est faible ou nul, condition qui semble nécessaire mais non suffisante.

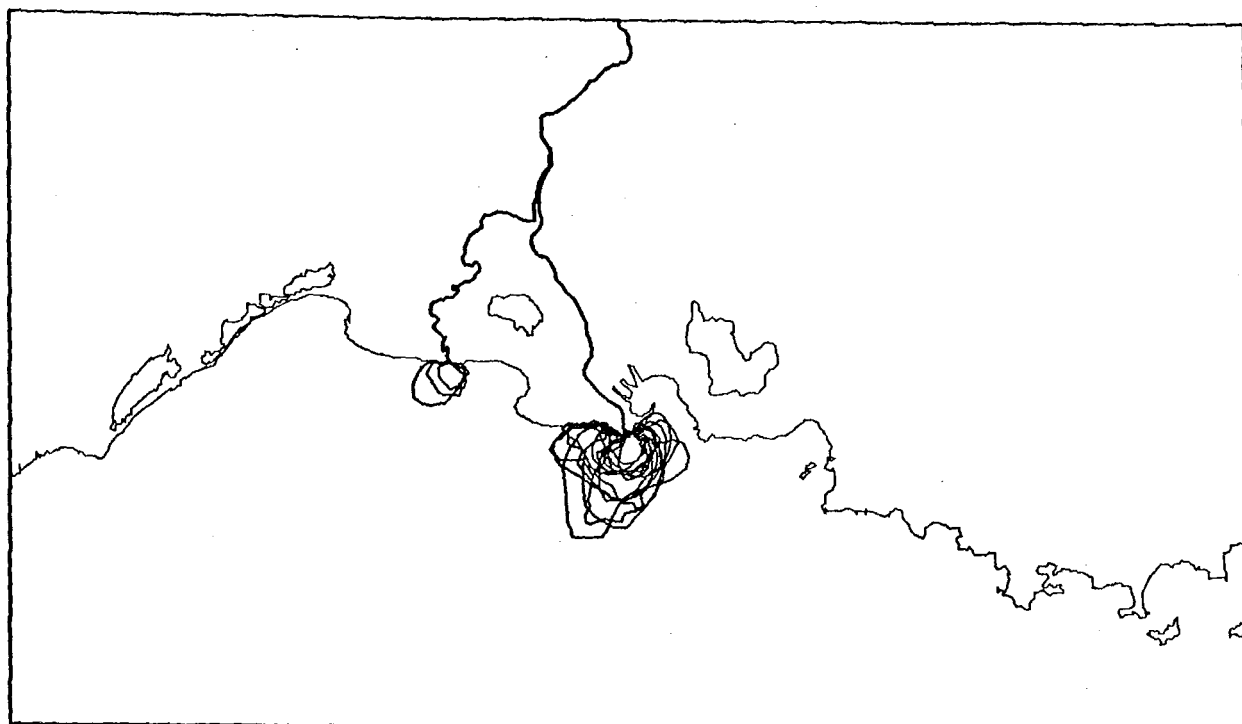


Figure II.21 : Superposition des contours de toutes les nappes observées quand la vitesse du vent est inférieure à 3 m/s. Elle montre leur orientation caractéristique en demi-cercle.

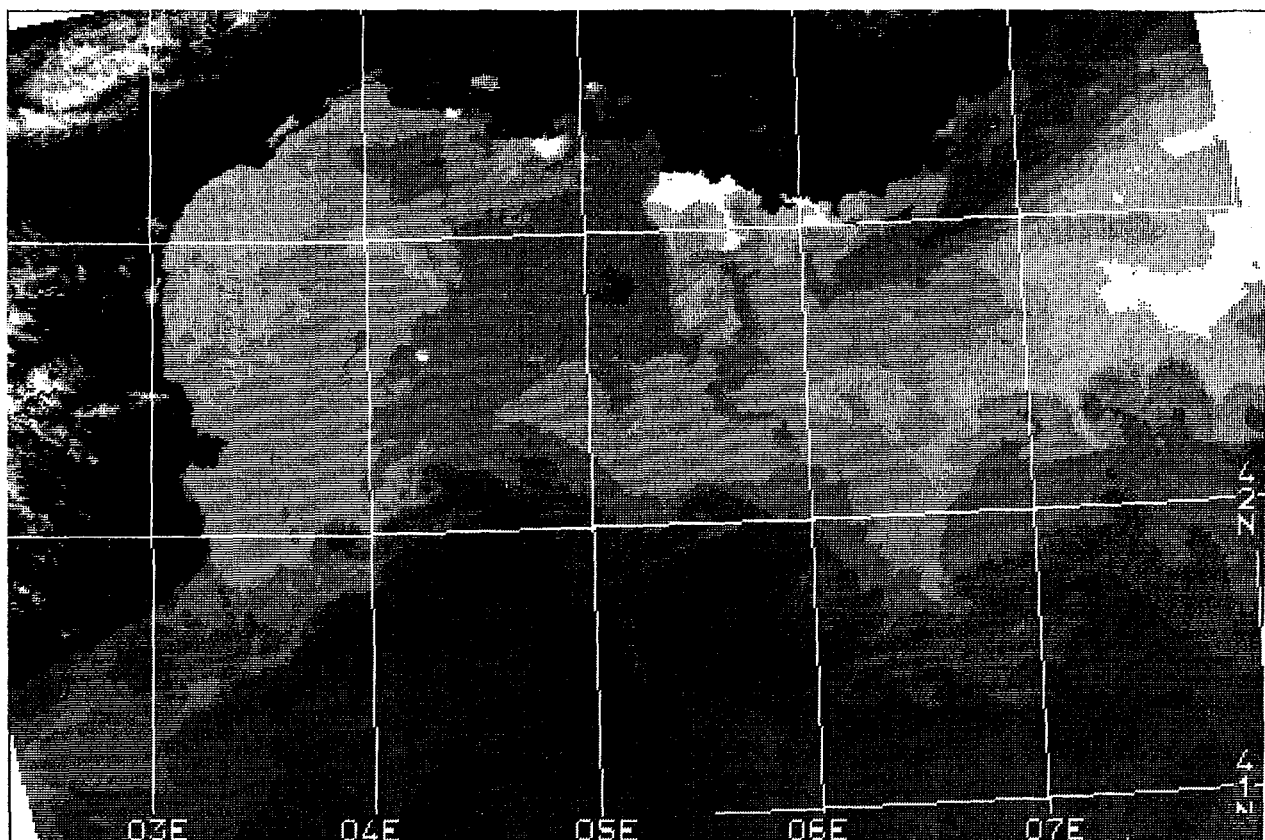


Figure II.22 : Thermographie AVHRR du 16 octobre 1981. On distingue la nappe du Rhône froide (en blanc) qui se détache contre la mer plus chaude. On remarque la persistance de l'upwelling de Cassis en blanc également, malgré l'arrêt du Mistral depuis plus de 24 heures. Le courant ligure chaud ainsi que le front Nord-Baléares sont visibles en sombre sur l'image.

Il est nécessaire, ici, de décrire la structure spatiale de la nappe de dilution de surface qui est à l'origine de cette situation particulière. Il a déjà été observé (Aloïsi et al, 1982) que l'eau douce du Rhône coule sans mélange vertical au dessus de l'eau de mer. Il se construit alors un système à deux couches : en surface une couche d'eau douce turbide très dessalée, et sous la halocline une couche d'eau à forte salinité (supérieure à 35‰) et très forte turbidité. Près de l'embouchure l'épaisseur des deux couches d'eau est voisine de 2 mètres mais très rapidement, la nappe d'eau douce s'amincit pour n'atteindre qu'un mètre d'épaisseur vers deux à trois milles au large. Elle devient ensuite pelliculaire, sans toutefois être inférieure à environ 10 cm. Par contre, autour de cette nappe, le milieu peut être considéré comme homogène ou faiblement stratifié.

Le coefficient de conductibilité thermique moléculaire de l'eau de mer est très inférieur au coefficient de conductibilité thermique turbulente ($1,4 \cdot 10^{-3}$ contre $2 \cdot 10^{-2}$ à 320 unités CGS d'après Reeves, 1975), et les échanges de chaleur dans l'océan s'effectuent généralement par convection turbulente, c'est à dire par des mouvements verticaux, car

les échanges moléculaires sont très lents.

Or, la présence de la pycnocline très marquée entre la nappe et la couche sous-jacente inhibe les transferts turbulents. Par conséquent, les apports solaires vont rester confinés dans la nappe superficielle qui s'échauffera très rapidement.

Il faut également noter qu'à conditions égales, l'échauffement est similaire pour l'eau douce et l'eau de mer, la différence de chaleur spécifique à 20°C entre l'eau douce et l'eau de mer étant inférieure à 5% (Ivanoff, 1975). La différence d'échauffement entre la nappe du fleuve et le milieu environnant ne provient donc pas d'une différence de nature chimique mais bien uniquement d'un isolement physique.

Cet échauffement différentiel est encore renforcé, de la côte vers le large d'une part par l'amoindrissement de l'épaisseur de la nappe et d'autre part par l'augmentation du temps d'exposition de la particule d'eau au rayonnement solaire.

Les situations les plus nettes sont celles succédant à un coup de Mistral, quand l'air très pur favorise un rapide échauffement de l'eau de surface. La figure II.23 montre la structure thermique de surface le 10 mai 1980, respectivement à 8h06 et à 14h51. La très faible différence thermique entre le fleuve et la mer en cette période, ne permet pas de délimiter la nappe du Rhône à 8h du matin (figure II.23a). Les températures marines sont très homogènes. On constate alors une variation maximale de la température de surface de 1,5°C (de 12,5 à 14°C). Au contraire, à 15h (figure II.23b), la nappe du Rhône est clairement délimitée grâce à l'échauffement dû à sa stratification naturelle. Les températures observées varient sur toute l'image de 14 à 17°C environ avec des contrastes thermiques locaux importants, dûs à une augmentation de la stratification verticale sous l'influence conjuguée de l'ensoleillement et de l'immobilité de la couche superficielle. Ces maximums locaux sont particulièrement visibles sur la thermographie de 15h, au large de Toulon et au Sud du Cap Creux. L'échauffement est de deux degrés entre l'embouchure du fleuve et la périphérie de la nappe, à 15h, soit moins de trois heures après l'arrêt du Mistral. La forme caractéristique de la nappe, légèrement déviée vers l'Ouest et qui se retrouve également sur une autre thermographie du 22 juillet 1980 (figure II.24), semble due à la déviation par l'accélération de Coriolis, sous l'influence d'un reste de Mistral qui, dans les deux cas, souffle encore faiblement d'Ouest à des vitesses d'environ 4 m/s. Les

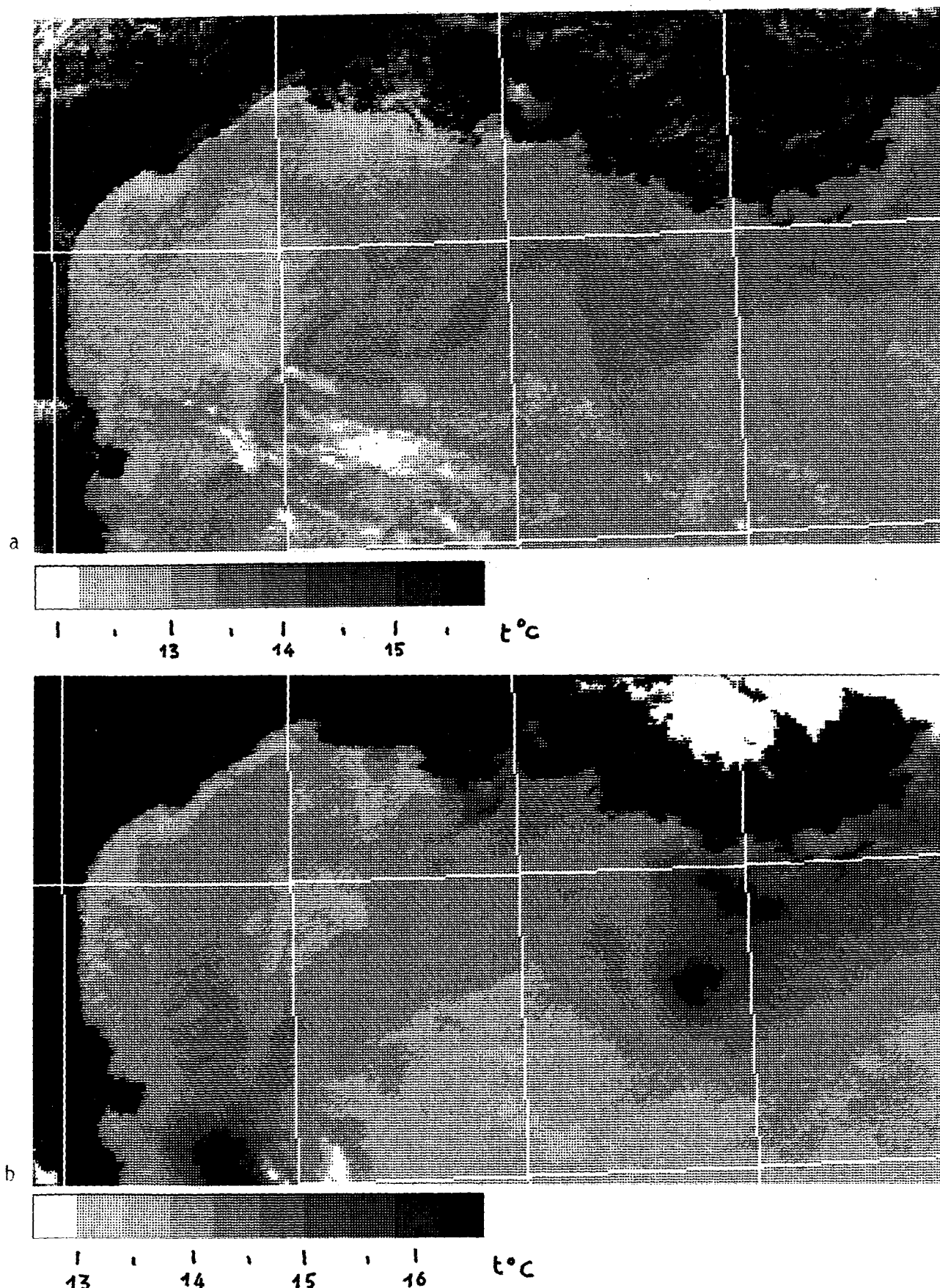


Figure II.23 : Ces deux thermographies AVHRR ont été acquises à 7 heures d'intervalle le 10 mai 1980 à 8h 06 (a) et à 14h 52 (b). Les huit niveaux de gris ont été ajustés de telle sorte que la dynamique thermique soit la même sur les deux images. On notera la forte augmentation du contraste thermique général qui passe de 1,5 à 3°C environ. La stratification locale sous l'effet de l'ensoleillement et de l'immobilité de l'eau est très visible au large de Toulon et au Sud du Cap Creux, tandis que la nappe du Grand Rhône s'échauffe de près de 2°C entre l'embouchure et sa périphérie. Les nappes thermiques du Petit Rhône et de l'Hérault sont également visibles.

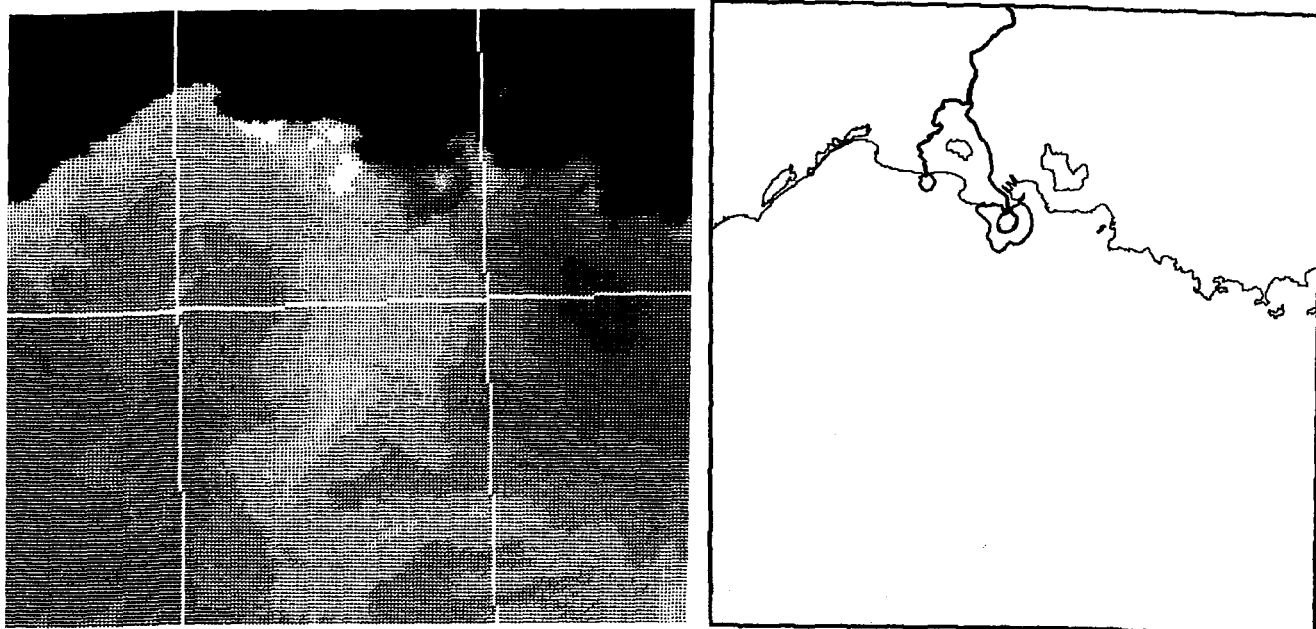


Figure II.24 : La situation météorologique du 22 juillet 1980 montre un échauffement superficiel général, en raison de l'absence générale de vent sur tout le golfe du Lion. On remarque encore la présence d'une stratification superficielle devant Marseille. La nappe du Rhône présente les caractéristiques suivantes : forme en demi-cercle centrée sur l'embouchure et échauffement progressif de l'eau vers le bord de la nappe.

conditions hydrologiques et météorologiques similaires expliquent l'étonnante similitude entre les deux thermographies, obtenues à plus de deux mois d'intervalle.

L'équilibre thermique semble vite atteint et l'augmentation de température, dans tous les cas observés, est voisine de deux degrés. Il est intéressant de noter que le même phénomène apparaît devant l'embouchure du Petit Rhône dont la nappe thermique est plus chaude d'environ 1°C que la mer proche. Le plus faible débit provoque ici une augmentation de la température dès le débouché. Un très léger échauffement paraît également visible devant l'embouchure de l'Hérault. L'échauffement superficiel paraît être efficace jusqu'à des vitesses de vent de l'ordre de 6 m/s. Il est en effet visible sur des thermographies où la nappe est orientée par un vent de Nord ou de Sud-Est dont la vitesse est de 5 à 7 m/s. Pour des vitesses supérieures, la turbulence induite par le vent ne permet plus la création d'une forte pycnocline et diminue considérablement les possibilités de l'échauffement, jamais visible sur les thermographies dans les mêmes conditions d'ensoleillement.

Nous verrons plus loin que cette situation de surface particulière peut avoir des conséquences biologiques brusques et importantes du fait de l'absence de renouvellement de l'eau de surface dans la nappe du Rhône.

II.3.2.4. Exemple d'évolution rapide de la nappe

La fréquence d'observation des satellites de la série NOAA permet de suivre une évolution rapide de la situation hydrologique devant le Rhône grâce à la température de surface si les conditions atmosphériques le permettent. C'est le cas plusieurs jours durant, pendant l'été 1979, où nous disposons de plusieurs thermographies obtenues à 24 heures d'intervalle, vers 15 h T.U., et schématisées sur la figure II.25.

Le 27 août 1979, souffle depuis peu un Mistral modéré de 5 à 7 m/s ; la nappe est faiblement étirée vers le Sud-Sud-Ouest (figure II.25 a). Le 28, le vent forcit à 9 m/s en passant au Nord. La nappe est alors plus étirée et orientée nettement au Sud-Ouest (b). Les deux jours suivants, le vent cesse, la nappe se réduit et prend une forme de demi-cercle (c). Le lendemain, 31 août, un faible vent thermique de 4 m/s se lève du Sud-Ouest et modèle la nappe en direction du golfe de Fos (d) tandis que de l'eau chaude se stratifie progressivement autour de la nappe. Le 1er septembre à midi, le vent tourne au Nord-Est à 6m/s et son action est déjà visible sur la thermographie, obtenue vers 14 h T.U.. La nappe s'oriente vers l'Ouest et tend à atteindre la côte (e).

Un tel suivi journalier, réalisé grâce à des thermographies obtenues dans de bonnes conditions atmosphériques et de contraste, montre que les plus petites variations météorologiques sont très vite intégrées par la nappe de dilution dont la forme et l'orientation peuvent varier plusieurs fois par jour, témoignant de la rapidité des variations subies par l'écosystème pélagique côtier dans cette zone.

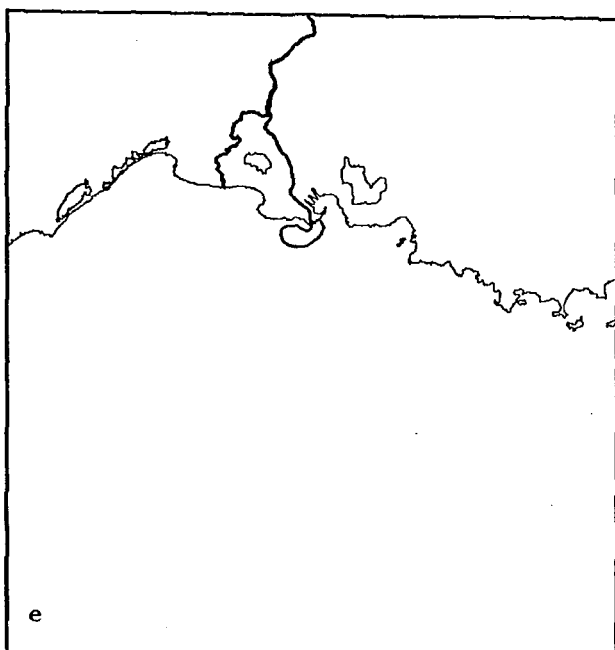
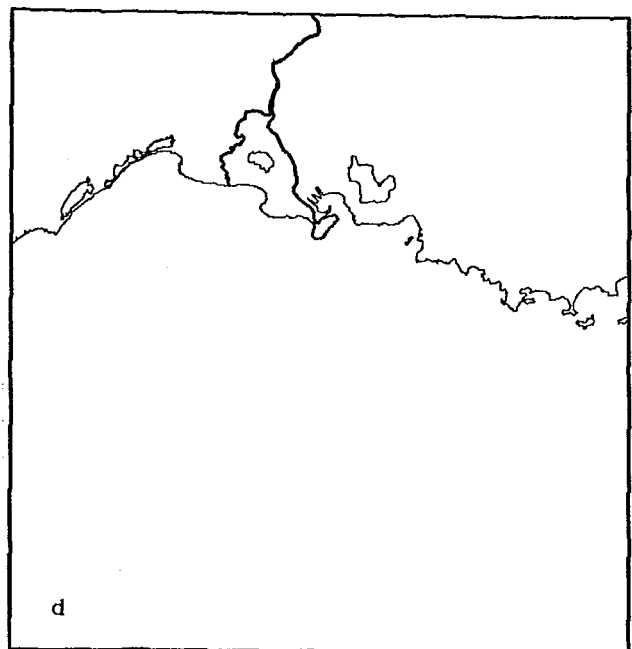
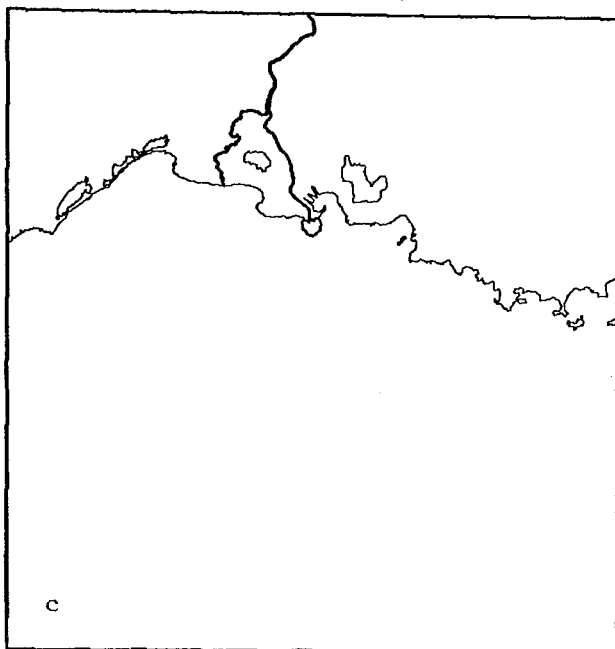
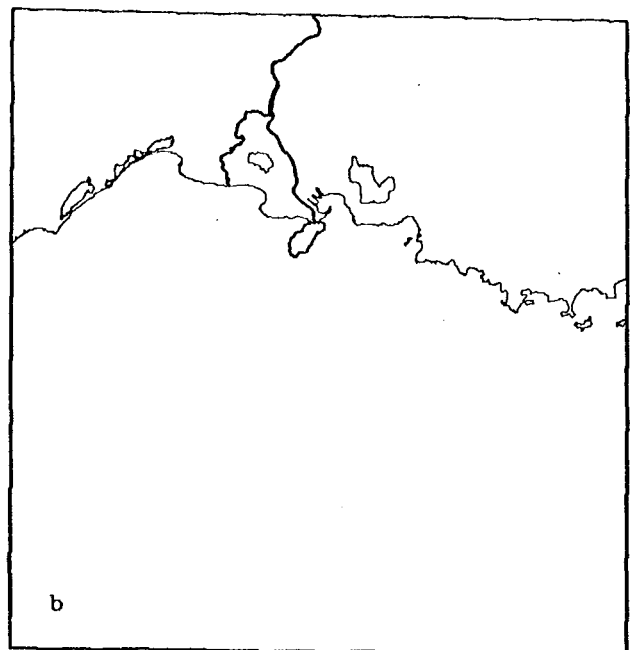
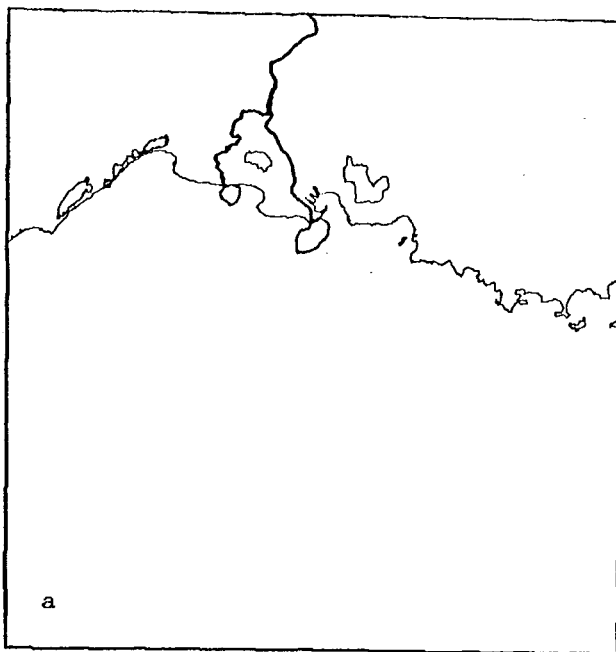


Figure II.25 :

- a) } installation du Mistral
- b) }
- c situation par léger vent de S
- d action d'un léger vent de SSW
- e action de la rotation du vent de NE à SSE

II.3.3 Influence du débit sur la nappe

II.3.3.1 Action sur l'écoulement de la nappe

Dans les cas généralement étudiés, le débit du fleuve ne dépasse pas 3000 m³/s pour se situer en moyenne autour de 2000 m³/s, débit moyen annuel. Il apparaît cependant, au vu d'autres thermographies, que le débit influe fortement sur le temps de réponse de la nappe aux sollicitations météorologiques.

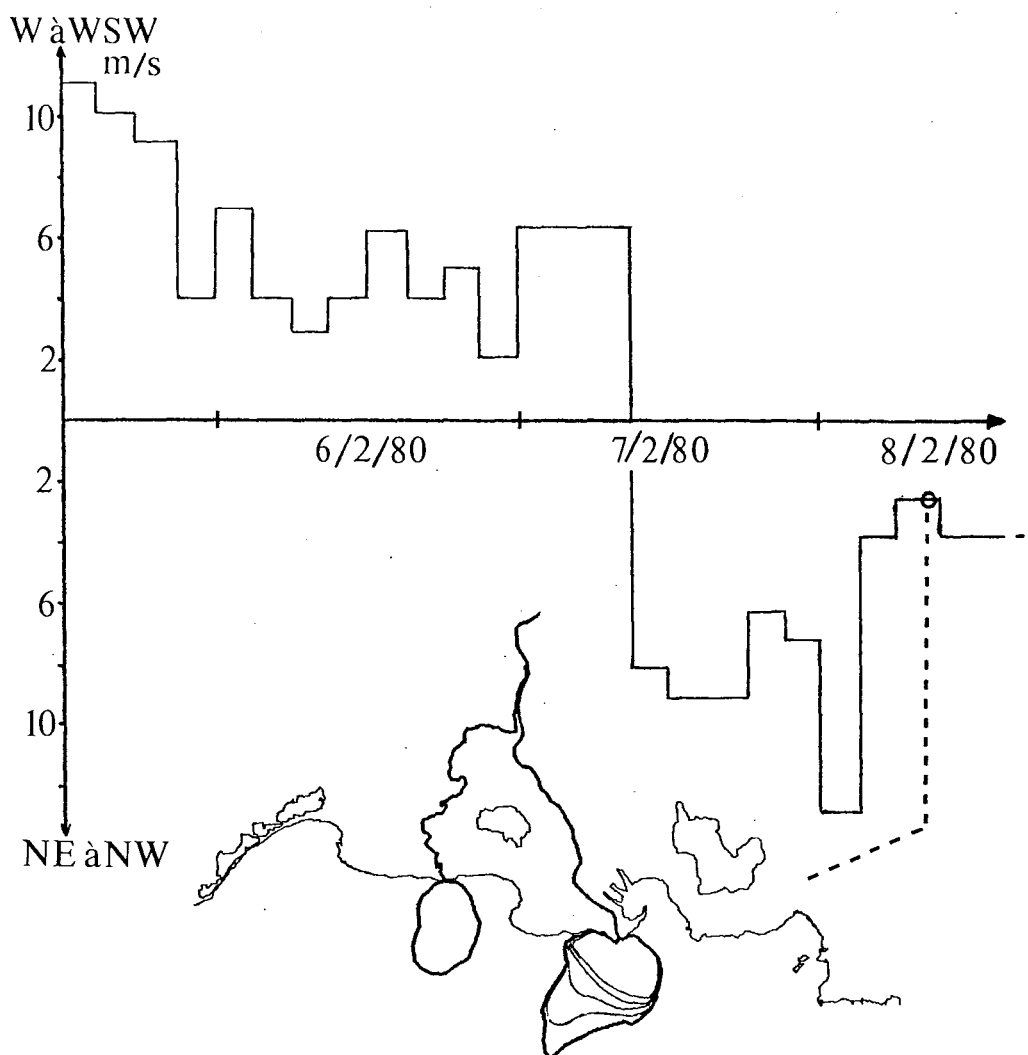


Figure II.26 : Lors de débits importants (4000 m³/s), la nappe thermique de surface du Grand Rhône réagit moins vite aux sollicitations météorologiques. Vingt quatre heures après, une renverse rapide de vent du secteur Ouest au secteur Nord. La nappe du Grand Rhône est encore partiellement orientée vers le Sud-Est alors que celle du Petit Rhône est complètement orientée vers le Sud-Ouest.

Lors des périodes de crue, de par l'augmentation de l'énergie cinétique au débouché du Rhône, ce temps de réponse s'accroît jusqu'à une douzaine d'heures ou plus. Par exemple, sur la thermographie du 8 février 1980 acquise à 8H14, la nappe de surface du Grand Rhône, dont le débit dépassait 4000 m³/s depuis plusieurs jours, est seulement partiellement étirée vers le Sud-Ouest alors que le vent soufflait de secteur Nord depuis près de 24H (Figure II.26). On voit donc que près de 24 heures après la renverse du vent, d'une vitesse de 8 m/s, la nappe du Grand Rhône présente encore partiellement une orientation Sud-Est, alors que celle du Petit Rhône, dont le débit est bien moindre, est déjà orientée Sud-Sud-Ouest. Là encore, la comparaison des deux émissaires se révèle utile.

Inversement, par faible débit, la renverse de vent agit très vite sur l'orientation de la nappe. Les thermographies des 28 et 29 juillet 1979 à 15H en sont d'excellents exemples. Les débits étaient ces jours-là exceptionnellement faibles avec respectivement 789 et 669 m³/s. Le 28 à 15H, la nappe de surface est étirée vers le Nord-Est en direction du golfe de Fos, comme celle du Petit Rhône, sous la poussée du vent de Sud-Ouest (figure II.27). Le lendemain, 29 juillet, le vent de Sud-Est a soufflé

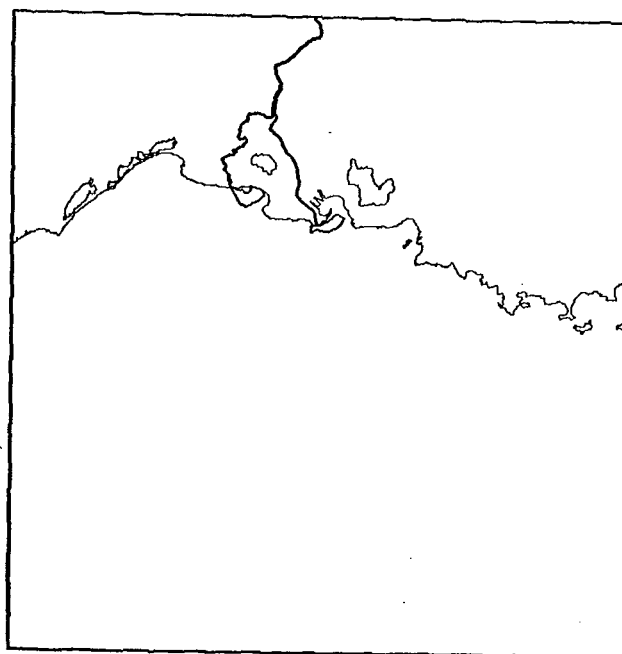


Figure II.27 : Situation le 28/7/79 par vent de SW. L'influence de la dessalure de surface dans le golfe de Fos peut être important et conduire à un déséquilibre écologique important (ARFI, 1980).

fort depuis 9H environ avec une vitesse moyenne de 10 m/s. A 15 h, la nappe du Grand Rhône est rabattue sur la côte dans la direction opposée, en dépassant même largement la pointe de Beauduc (figure II.28). Dans ce cas, 4 ou 5 heures ont suffi à changer complètement l'orientation de la nappe de surface.

L'influence du débit se manifeste largement sur le temps de réponse de la nappe aux variations du vent, la masse d'eau du fleuve se comportant comme un volant d'inertie.

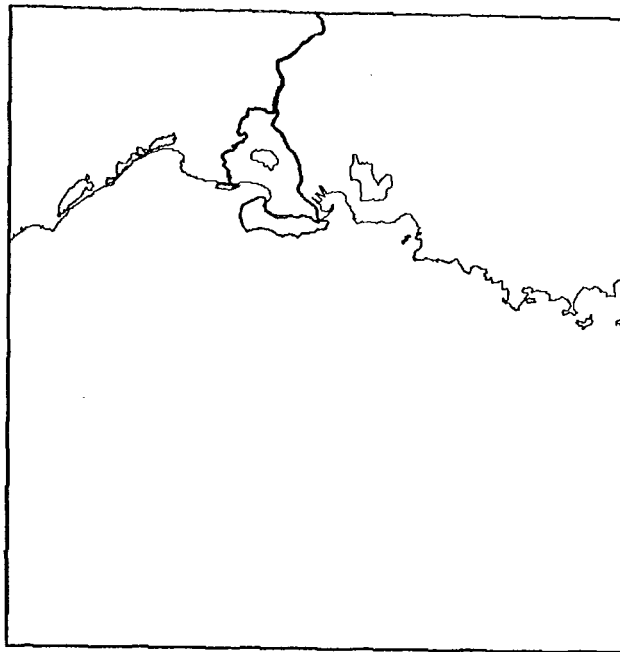


Figure II.28 : Situation le 29/7/79 par vent de SE. La dessalure côtière concerne directement environ 25 km de littoral jusqu'à la pointe de Beauduc.

II.3.3.2 Action sur la superficie

Il paraîtrait évident que le débit soit le facteur déterminant, en premier lieu, l'étendue de la nappe de dilution. Or il n'en est rien. En effet, l'influence du débit est toujours fortement masquée par les phénomènes météorologiques et hydrologiques, si bien qu'il est souvent difficile de mettre en évidence une variation de la nappe en relation avec une variation, même importante, de débit. Par contre, nous avons vu que

celui-ci est responsable de l'inertie de la nappe aux variations météorologiques.

La figure II.29 représente, pour 65 situations, les surfaces de la nappe du grand Rhône en fonction du débit mesuré à Beaucaire. Afin d'éliminer une éventuelle influence du régime de vent, nous n'avons retenu que les situations de Mistral, par ailleurs de loin les plus nombreuses. A la vue de la dispersion du nuage de points, on constate qu'il n'existe aucune relation débit-surface. De même, les surfaces des nappes du Grand et du Petit Rhône, quand elles sont visibles toutes les deux, montrent également une absence de corrélation avec le débit, bien que les conditions hydrologiques et météorologiques soient généralement les mêmes pour les deux émissaires.

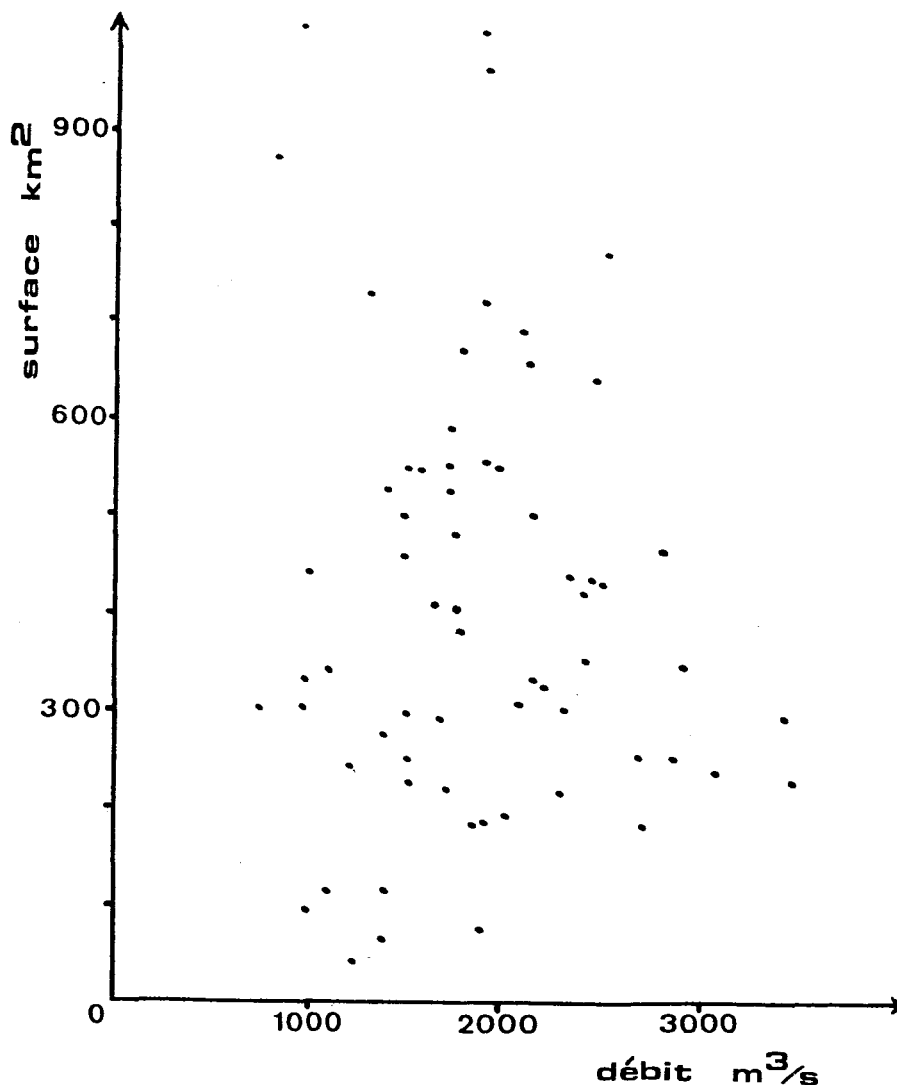


Figure II.29 : L'analyse de 65 situations de Mistral fait apparaître une nette indépendance entre le débit et la surface de la nappe thermique du Grand Rhône telle qu'elle est mesurée sur les thermographies.

II.4 CAMPAGNE EURHOGLI : APPORT DE L'IMAGERIE COULEUR DE LA MER

Nous étudierons dans ce chapitre les variations spatio-temporelles de la nappe et leurs répercussions sur l'écosystème pélagique à travers la répartition de la teneur en pigments chlorophylliens et de la turbidité. Les relations existant entre ces derniers au sein de la zone de dilution sont également examinées.

II.4.1 Cartographie des zones à forte concentration en pigments

II.4.1.1 Distribution spatiale

Comme nous l'avons vu, l'observation du canal 1 (440 nm) du capteur CZCS du satellite NIMBUS-7 permet une bonne représentation des gradients de concentration en pigments chlorophylliens, après correction atmosphérique des données brutes et redressement géométrique de l'image.

La plupart des images de télédétection font apparaître de très faibles variations de la teneur en pigments sur l'ensemble du golfe du Lion et durant la majeure partie de l'année.

Nous savons en effet que la Méditerranée est une mer oligotrophe et que les concentrations en chlorophylle-a observées couramment sont inférieures à 1 $\mu\text{g/l}$. Les variations saisonnières sont de plus toujours faibles, comparées aux autres mers (Margalef, 1984).

Les apports rhodaniens sont néanmoins responsables de développements phytoplanctoniques importants devant le débouché du Rhône (Blanc, Leveau, 1973), suivant une structure liée à la présence de la nappe de dilution, comme le montrent les résultats de l'analyse des images de pigments obtenues par le satellite NIMBUS-7 pendant la campagne EURHOGLI.

Les mesures de débit indiquent pour cette période des valeurs moyennes d'environ 1500 m³/s succédant à une longue période de fortes crues pendant les mois de mai et juin (débits supérieurs à 4000 m³/s).

Pendant cette période, la situation hydrobiologique générale de surface est caractéristique de la période estivale, sans gradient majeur de concentrations relatives en pigments chlorophylliens, du moins en ce qui concerne les eaux du large. Cette situation apparaît en effet à travers

toutes les images CZCS obtenues pendant la campagne EURHOGLI.

La première de ces images, acquise le 29 juin, est représentée en noir et blanc par la figure II.30 et illustre bien ce schéma général, déjà observé en été par Carraux et Austin (1983). On remarque la grande uniformité des valeurs de réflectance pour le domaine du large. Nous avons choisi volontairement de ne pas représenter de concentrations absolues en pigments totaux (chlorophylle a + phéophytine a). En effet, il ne s'est pas avéré possible de lire les données du radiomètre embarqué sur le "NOROIT", et nous ne disposons pas de données optiques suffisantes pour calibrer de façon absolue les réflectances mesurées par le capteur (cf § I.4.2).

Pour toutes les images qui suivent, nous avons adopté la représentation suivante : les concentrations en pigments augmentent du blanc vers le noir, en passant par les gris intermédiaires. Les zones côtières turbides apparaissent généralement en blanc. Cette gamme a été utilisée en l'adaptant au mieux des structures observées, au détriment d'une comparaison quantitative des images entre elles. On pourra cependant se reporter à la figure II.31 qui montre la position relative de la gamme de gris pour chaque scène présentée, en rapport des valeurs des comptes numériques de l'image, elles mêmes proportionnelles aux valeurs de réflectance. Il est ainsi possible de comparer qualitativement l'évolution des teneurs en pigments d'une scène à l'autre, indépendamment de la correspondance entre les comptes numériques de l'image et l'échelle de gris.

Ainsi, on remarque sur la figure II.30, à l'Ouest du débouché du Rhône et contre la côte, une zone de fortes valeurs de réflectance (en blanc) liée uniquement à la présence d'une forte charge sédimentaire. Aux abords immédiats de l'embouchure, les concentrations apparaissent également fortes sur l'image traitée, mais le signal y est altéré par la présence d'une charge particulaire très importante à cet endroit et qui nuit à une bonne correction atmosphérique (voir § I.5.2.2). Il faut donc se méfier des conclusions trop hâtives en ce qui concerne la zone côtière très proche de l'embouchure où il n'y a pas obligatoirement plus de pigments qu'au large.

On remarquera surtout, en noir sur l'image et au Sud-Ouest du débouché, une zone de faibles réflectances (en raison des propriétés absorbantes de la chlorophylle) correspondant à la présence de pigments chlorophylliens.

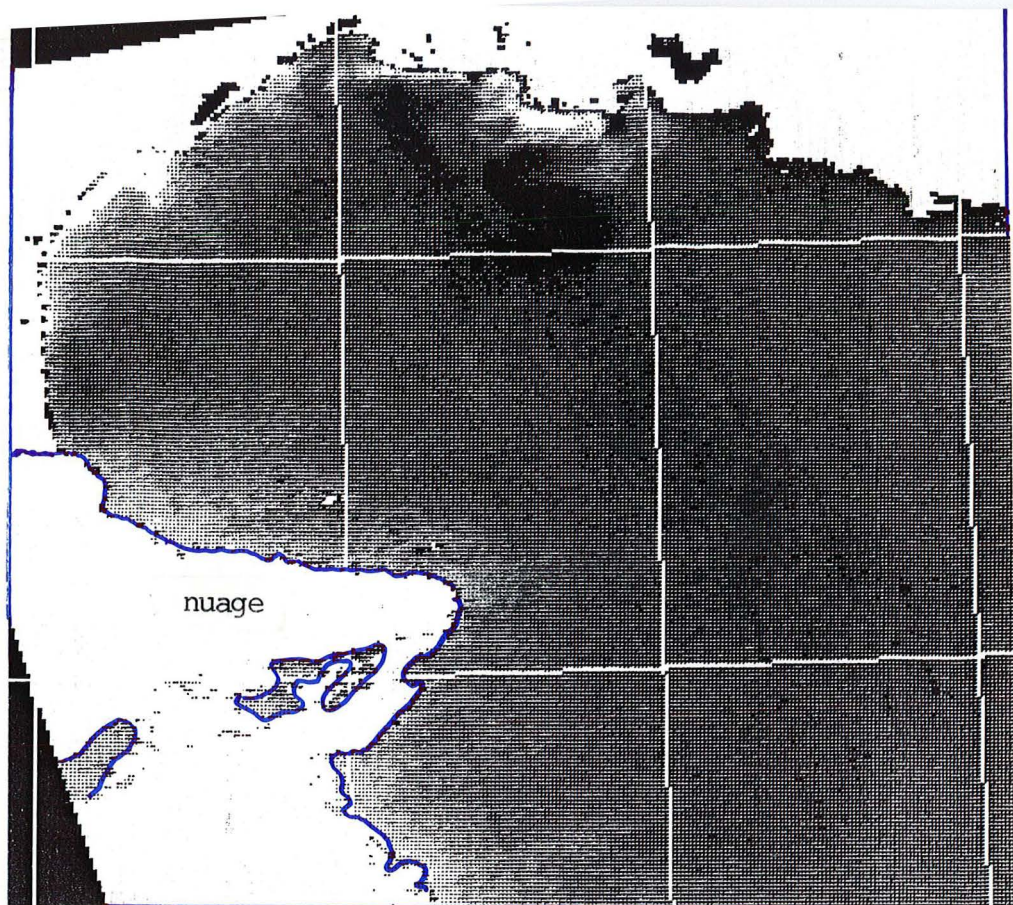


Figure II.30 : Image des réflectances issues de la couche superficielle de la mer dans le canal 1 (440 nm - bleu) du capteur CZCS le 29/6/83. Les plus grandes valeurs de la teneur en pigments chlorophylliens apparaissent en noir tandis que les zones turbides apparaissent en blanc. Les eaux du large, claires et pauvres en pigments chlorophylliens, apparaissent en gris.

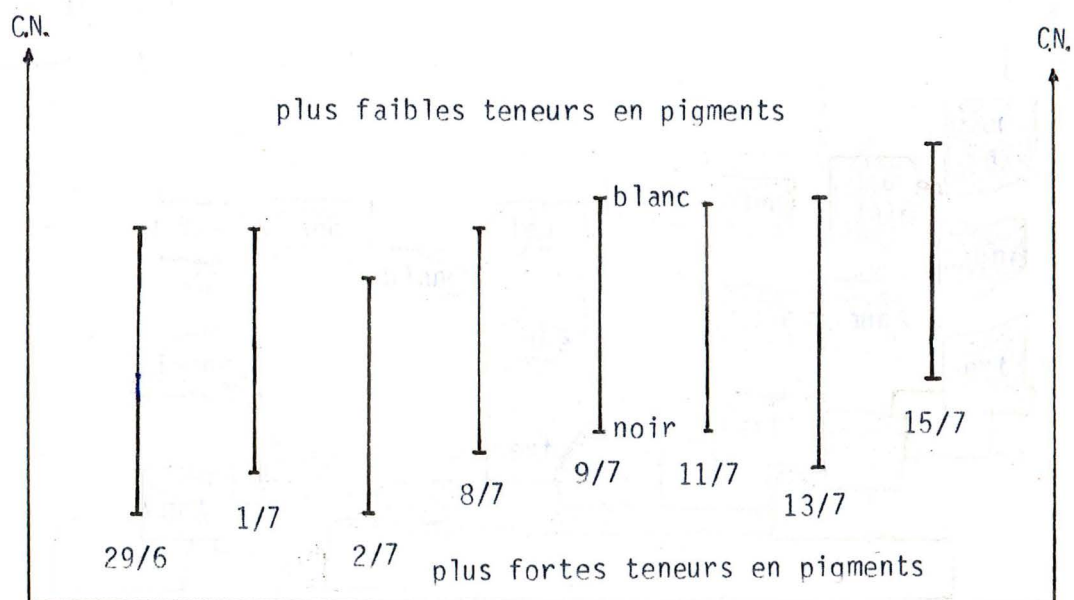


Figure II.31 : Schéma des positions respectives des échelles de gris (du noir au blanc) adoptées pour la représentation des teneurs en pigments chlorophylliens de chaque image présentée, par rapport au valeurs des comptes numérique des images (CN), donc à la réflectance issue de l'eau dans le canal 440 nm, elle-même liée à la teneur en pigments. On pourra ainsi se reporter à ce schéma pour comparer qualitativement ces teneurs sur chaque image.

Cette dernière zone semble correspondre à l'extension de l'eau du fleuve qui est schématisée sur la figure II.32 et qui devient maximale entre 30 et 60 Km de l'embouchure. On retrouve cette distance sur la plupart des images de pigments. En supposant une vitesse d'écoulement du Rhône en mer de 10 à 20 cm/s (Aloïsi et al, 1979), cette zone se trouve entre 2 à 4 jours de l'embouchure et correspond à peu près à la période nécessaire à un développement maximal du phytoplancton.

On notera par contre la faible extension vers le large de cette zone riche en pigments.

Le schéma général qui vient d'être décrit reste valable sur presque toutes les observations satellitaires.

Nous allons maintenant examiner ses variations à travers les différentes situations météorologiques et hydrologiques rencontrées au cours de la campagne.

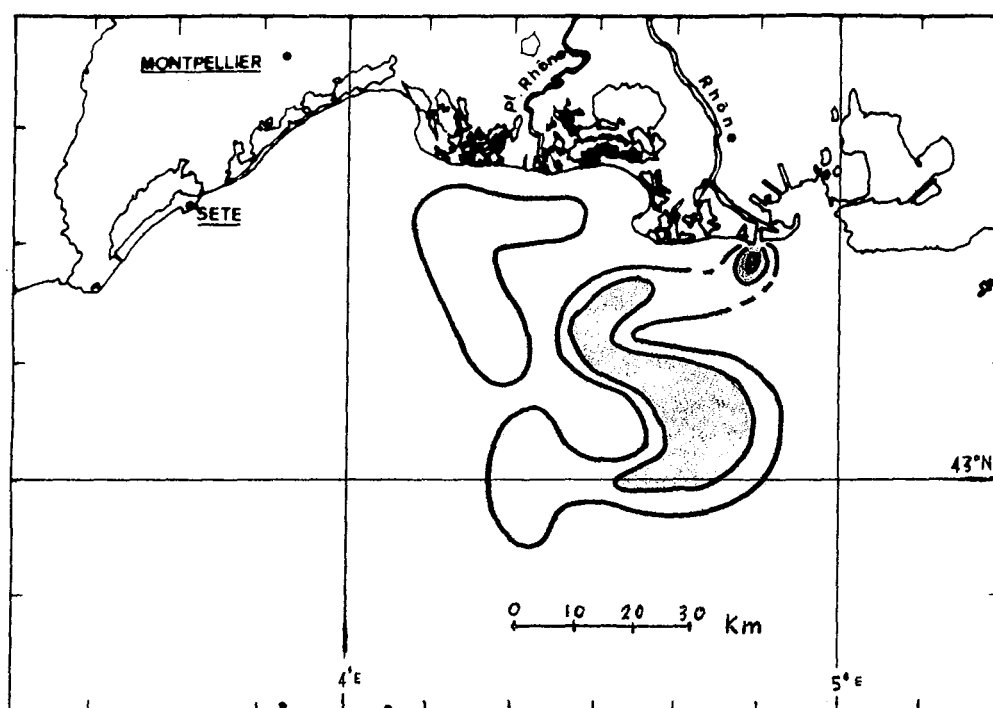


Figure II.32 : Schéma de la nappe pigmentaire du Rhône le 29/6/83 observée à partir de l'image satellite. La zone de plus grande richesse se situe dans l'axe de l'écoulement de l'eau de surface à une distance de l'embouchure comprise entre 30 et 60 km.

II.4.1.2 Variations spatio-temporelles de la nappe chlorophyllienne du Rhône

Les images satellitaires permettent d'observer les modifications de teneurs en pigments sous l'effet du vent, comme en l'absence prolongée de celui-ci.

Dans le premier cas, en présence de vent, on observe une variation de l'orientation des zones riches en pigments sur la droite du vent.

La figure II.33, du 1er juillet 1983 à 11 heures, alors que le vent souffle du Nord-Nord-Ouest depuis 3 heures du matin à une vitesse de 4 à 7 m/s, montre que cette zone (en noir) est disposée grossièrement Est-Ouest, 8 heures après le début du Mistral. Par contre, le 2 juillet (figure II.33), cette zone est nettement orientée vers le Sud-Ouest, soit à 45 degrés environ sur la droite du vent.

Cette constatation est en accord avec les résultats obtenus avec les thermographies (§ II.3.2). Si le temps de réponse observé ici (plus de 8 heures) paraît supérieur à celui observé d'après les thermographies lors

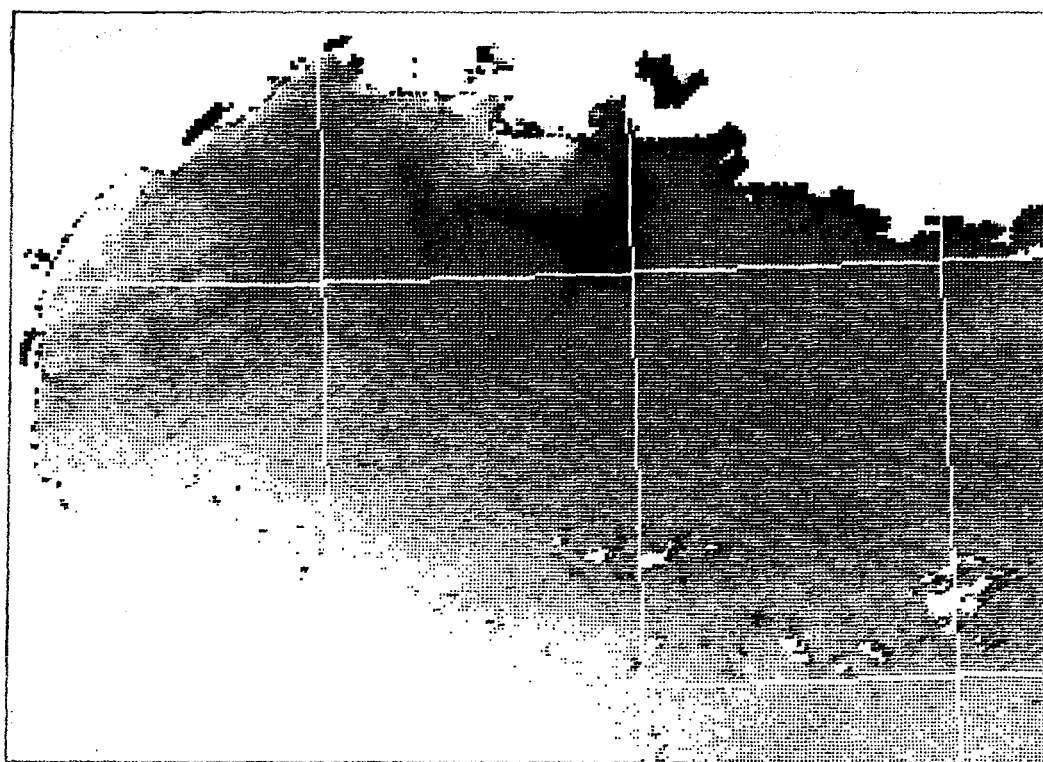


Figure II.33 : Situation de la nappe pigmentaire liée au Rhône au début d'un coup de vent de Mistral (NNW) le 1er juillet 1983. Les zones riches apparaissent en noir (faibles valeurs de réflectance).

des mêmes conditions de vent et de débit (4 à 6 heures), cela peut provenir du fait que le signal mesuré en infra-rouge thermique provient de l'extrême surface de la mer, et non d'une couche épaisse (typiquement une dizaine de mètres) qui est celle observée dans le domaine visible. Lorsque la nappe de dilution devient pelliculaire, alors la mesure dans le visible concerne aussi la couche d'eau située sous la pycnocline, ce qui affecte le temps de réponse qu'on peut déterminer sur une image CZCS.

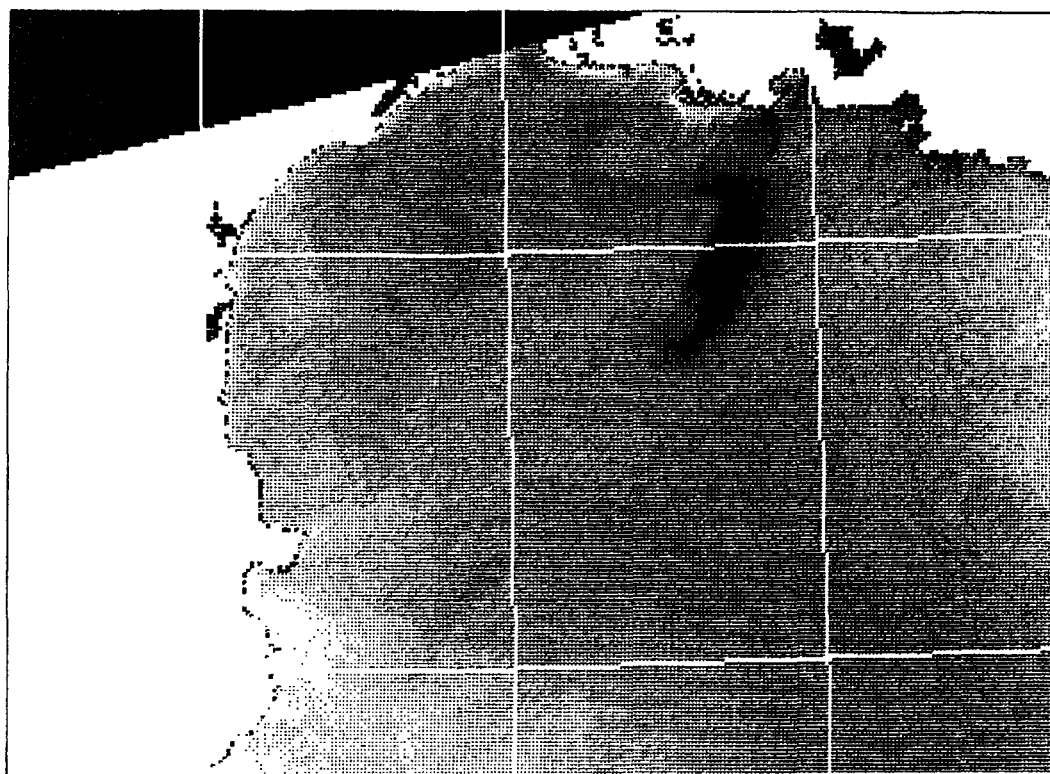


Figure II.34 : Le 2 juillet, la nappe pigmentaire s'est déplacée. Elle est nettement étirée vers le SW sous l'influence du Mistral, ce qui n'apparaît ici que longtemps après le coup de vent, contrairement aux observations de la couche superficielle généralement observée sur les thermographies dans les mêmes conditions.

Dans le deuxième cas, en l'absence prolongée de vent pendant plusieurs jours, on observe une structure pigmentaire caractéristique, à peu près similaire à celle déjà observée dans les mêmes conditions sur plusieurs thermographies AVHRR (§ II.3.2.2.).

Ainsi, le 11 juillet, on observe une zone de plus fortes teneurs en pigments localisée près de la côte entre l'embouchure du Rhône et la pointe de Beauduc. La figure II.35 représente en noir et blanc, la

répartition des pigments chlorophylliens ce jour. Les fortes concentrations en pigments **app**araissent en noir et les eaux claires en gris. On remarque que la nappe pigmentaire du Rhône est située cette fois contre la côte et apparaît **très** différenciée dès l'embouchure.

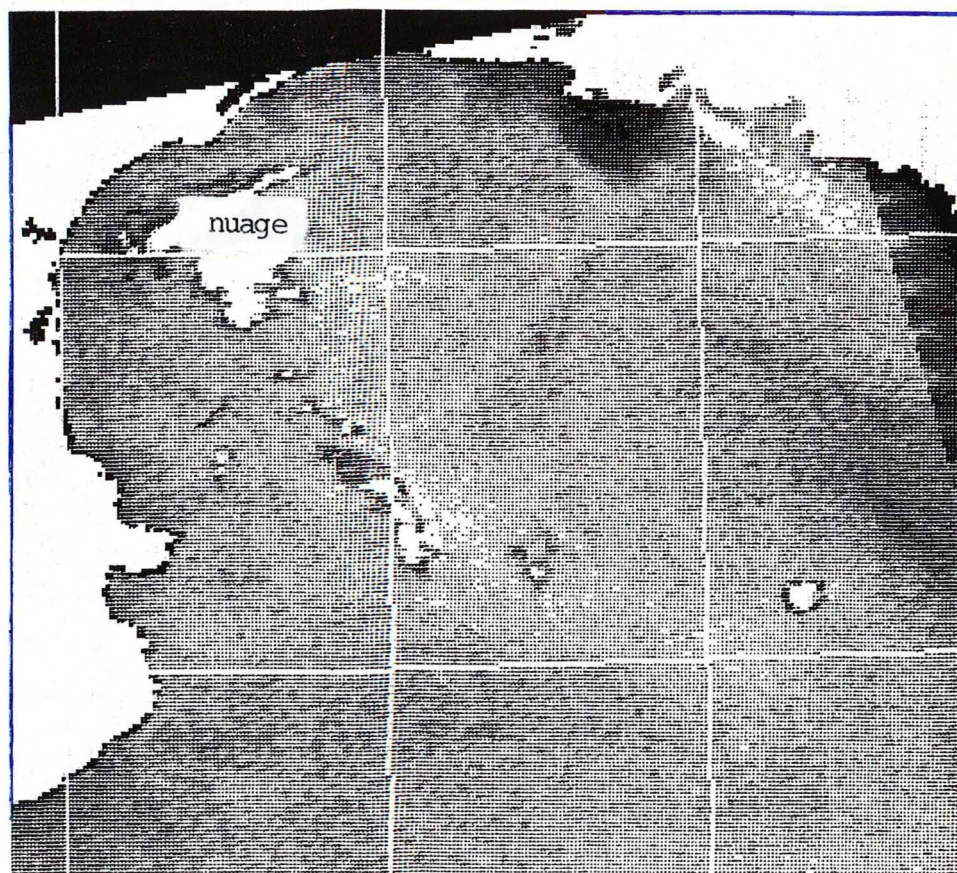


Figure II.35 : Répartition des pigments chlorophylliens observés le 11 juillet 1983. Les fortes valeurs sont représentées en noir. La nappe pigmentaire liée au Rhône est visible dès l'embouchure, en raison de l'absence de vent. La frange noire sur la droite de l'image correspond à un artéfact lors de la correction géométrique.

Cette nappe pigmentaire coïncide avec la zone de plus forte turbidité. Or nous avons signalé en première partie qu'il est difficile d'estimer des teneurs en pigment dans les zones turbides. Toutefois, dans ce cas, l'examen de l'image brute et la comparaison des réflectances à l'embouchure du Rhône et de celles d'eaux claires au large montrent que cette nappe pigmentaire n'est pas due à un artéfact issu d'une correction atmosphérique mal adaptée. En effet, une zone turbide et pauvre en

pigments donnerait une valeur de réflectance supérieure à celle observée en eau claire, tandis qu'une augmentation de la teneur en pigment dans cette zone turbide entraîne une augmentation de l'absorption du signal et donc une diminution de la réflectance. Or, on observe, sur l'image brute, des réflectances devant l'embouchure du Rhône (dans le canal 1) inférieures à celles observées au large, ce qui montre la présence de pigments dans cette zone turbide. Notons en passant que cette constatation est valable pour toutes les images obtenues durant la campagne EURHOGLI, sauf pour celle du 29 juin (figure II.30).

Le 11 juillet, les conditions météorologiques faisant état de vent pratiquement nul (0 à 4 m/s) depuis plus de 24 heures, on reconnaît déjà la forme caractéristique de la nappe de dilution définie par la thermographie CZCS (figure II.36). Elle est du même type que celle obtenue

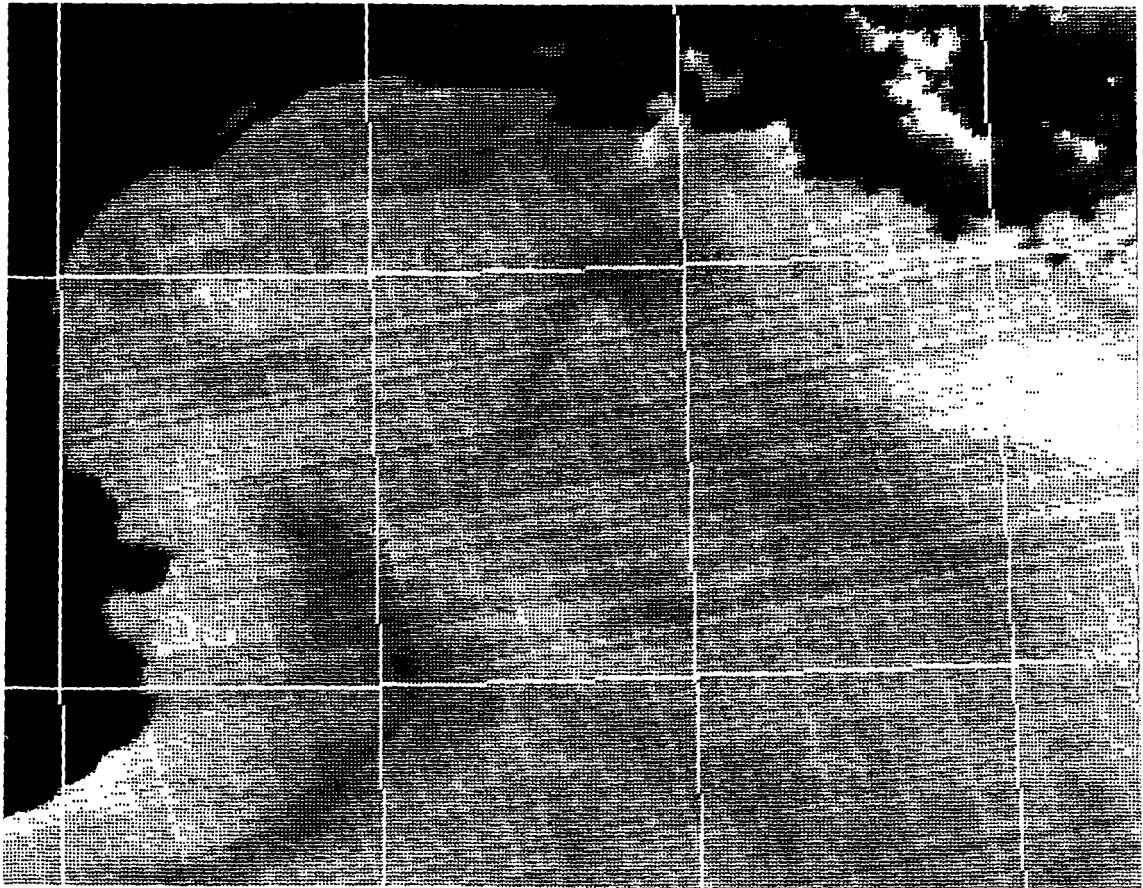


Figure II.36 : Thermographie CZCS obtenue le même jour. L'eau froide apparaît en clair. La nappe thermique du Rhône, d'abord froide près de l'embouchure, se réchauffe progressivement jusqu'à une distance qui correspond à la frontière de la nappe pigmentaire visible sur la figure II.35.

sur des thermographies AVHRR par vent faible ou nul (voir § II.3.2.2.4). On remarque en effet sur la figure II.36 que l'eau froide s'écoulant de l'embouchure (en blanc) se réchauffe lentement au fur et à mesure de son extension vers le large, sous l'effet de l'ensoleillement et de l'absence de brassage. Cette limite thermique marque également la limite du milieu marin stratifié correspondant à l'extension de la nappe du Rhône et il n'est pas étonnant que cette zone plus chaude corresponde aussi à l'aire de maximum de densité pigmentaire.

Les conditions météorologiques se maintenant, on observe 48 heures plus tard un accroissement important de la nappe pigmentaire de surface, en même temps qu'une franche avancée vers le large jusqu'au 43ème parallèle. Elle est très visible sur l'image satellite du 13 juillet (figure II.37) où le front pigmentaire est très marqué (en noir), surtout dans sa limite sud.

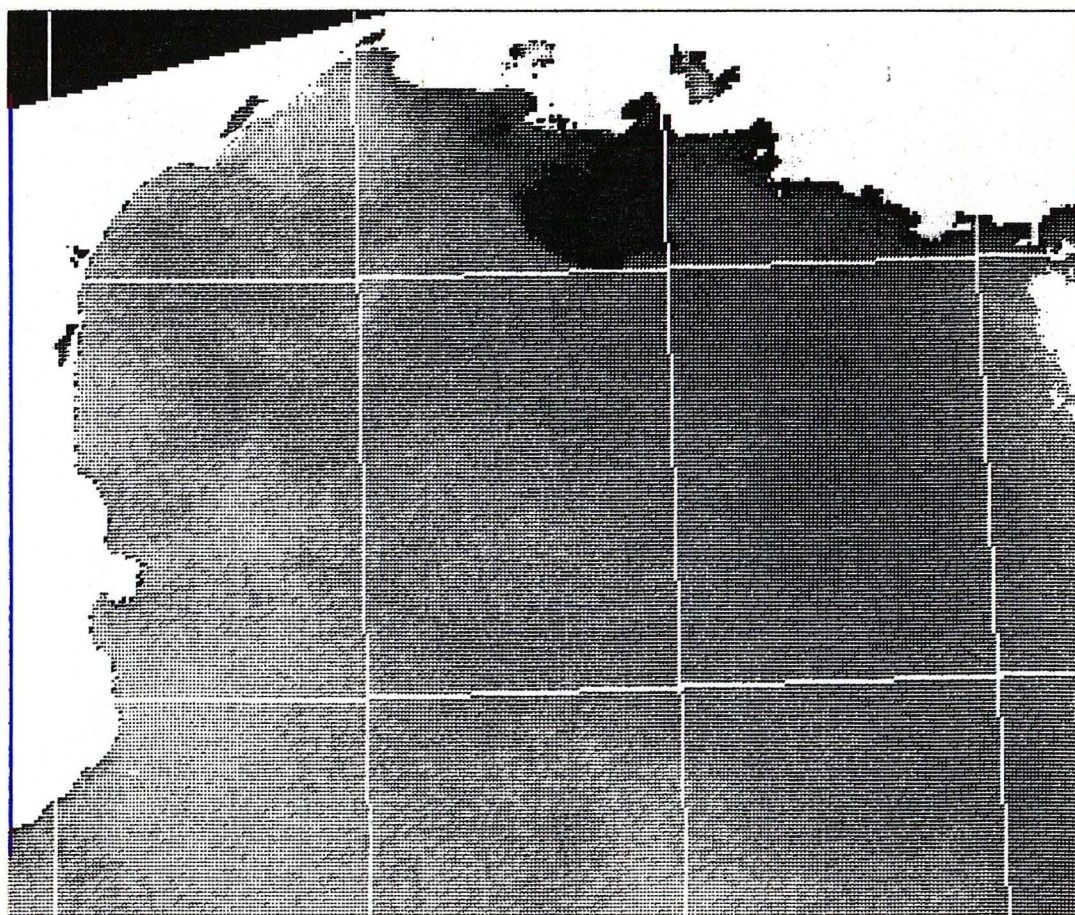


Figure II.37 : L'image CZCS des teneurs en pigments du 13 juillet 1983 montre l'extension et le renforcement de la nappe pigmentaire du Rhône. On remarquera également la présence de développements côtiers entre la baie de Marseille et Toulon.

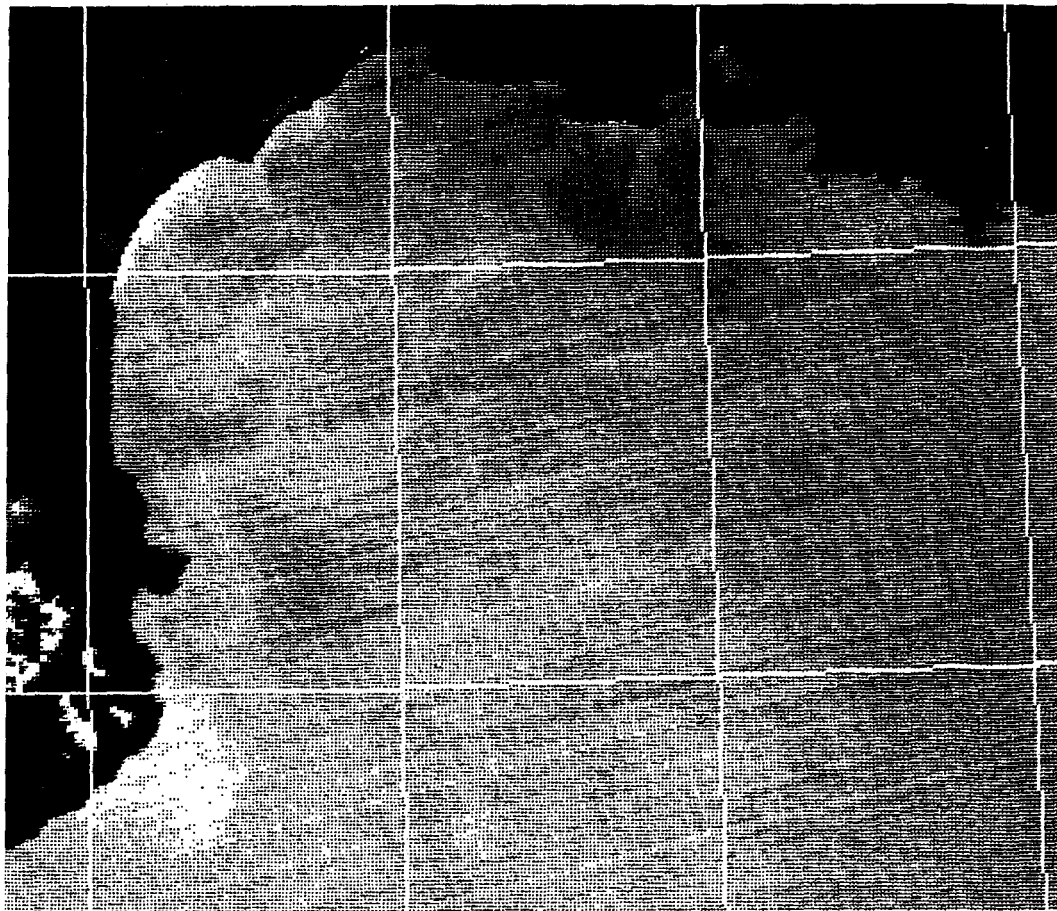


Figure II.38 : Thermographie CZCS du 13/7/83 montrant la juxtaposition entre température et pigments. Les plus fortes températures sont représentées en noir et les plus basses en blanc. On note que l'eau du Rhône près de l'embouchure dessine un jet d'eau plus froide qui se superpose à l'eau plus chaude du reste de la nappe. Le front thermique Sud de la nappe correspond aussi à la zone des plus fortes valeurs en pigments visible sur la figure II.37 en noir.

La diminution de la réflectance de l'eau mesurée dans la nappe signifie une augmentation de la concentration en pigments chlorophylliens par rapport à celle observée la veille (figure II.35). On remarque également sur la figure II.37 la présence de développements côtiers sous forme d'une frange noire d'environ 3 kilomètres de large s'étendant depuis la baie de Marseille jusqu'à Toulon, sans doute grâce à l'apport en sels minéraux des émissaires urbains et à la relative stabilité d'une couche superficielle. La structure thermique de surface observée par CZCS (figure II.38) confirme l'isolement complet de la nappe de dilution par rapport à la mer ambiante. On s'aperçoit, comme sur les thermographies AVHRR, que la nappe de dilution rhodanienne comprend deux zones : un chenal plus froid (en gris) d'écoulement direct et une aire chaude (en noir) dont la température augmente vers sa bordure externe en raison de la diminution de son épaisseur.

Cette situation hydrologique ne dure pas car le 13 juillet, un fort Mistral se lève à midi environ (juste après le passage du satellite NIMBUS-7) avec une vitesse de 14 m/s. L'image des concentrations relatives en pigments du 15 juillet à 11 h T U (au moment où le Mistral s'arrête, soit 48 heures plus tard) montre la nouvelle forme ondulante de la nappe pigmentaire de surface allongée vers le Sud-Ouest (figure II.39). La structure précédente n'existe plus et fait place à la situation classique déjà observée figure II.30 (§ II.4.1).

On a donc assisté en quelques jours à la création et à la destruction d'une poussée phytoplanctonique d'extrême surface très intense.

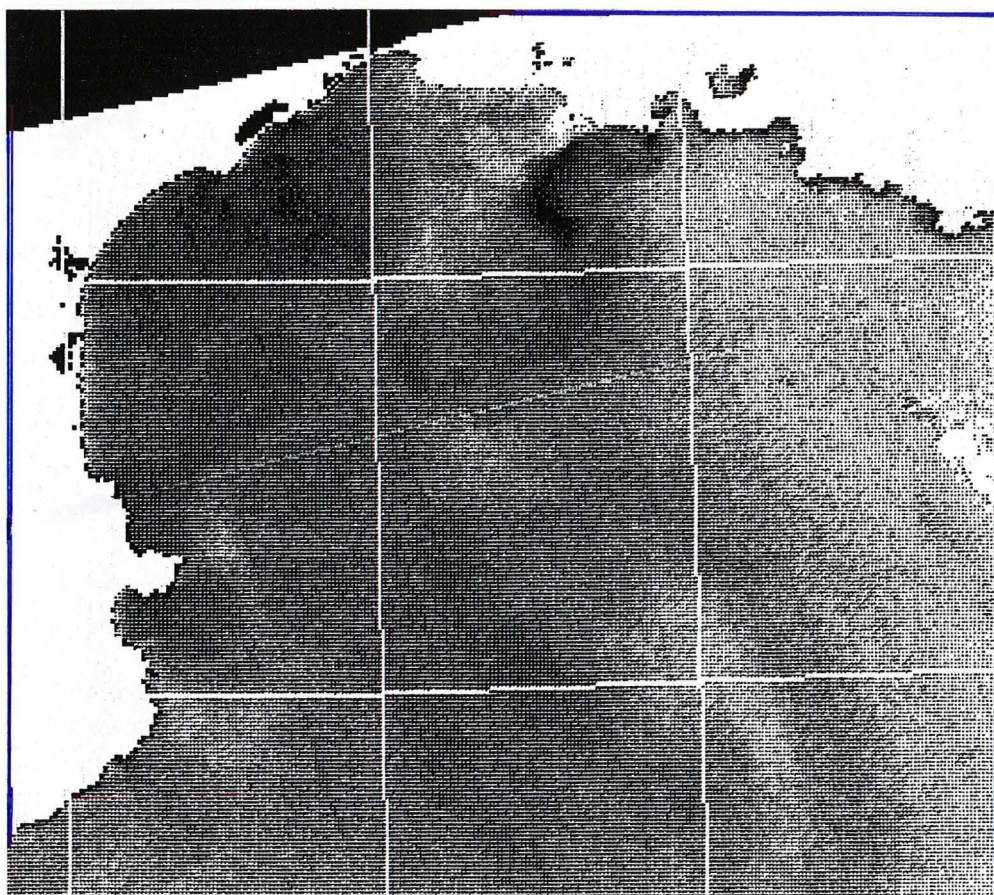


Figure II.39 : Image en fausses couleurs de la teneur en pigments du 15/7/83 obtenue lors de l'arrêt brutal du Mistral 24 heures après le début du violent coup de vent. La nappe pigmentaire visible le 13/7 (Figure II.37) a fortement régressé et s'est déplacée vers l'Ouest.

Par ailleurs, la structure thermique associée (figure II.40) montre l'amorce de quelques upwellings mais non la signature de surface de la nappe du Rhône.

On distingue une accumulation d'eau chaude à l'Est de Sète où les concentrations en chlorophylle sont également plus élevées.

Il faut noter que les valeurs de réflectance le 15 juillet (représentées par les couleurs choisies en figure II.39) sont supérieures à celles du 13 juillet (voir figure II.31), c'est à dire que les teneurs en pigments chlorophylliens ont en moyenne diminué.

Nous allons maintenant examiner quantitativement l'intensité des phénomènes observés et leur structure spatiale à travers les mesures d'hydrologie effectuées sur toute la durée de la campagne EURHOGLI.

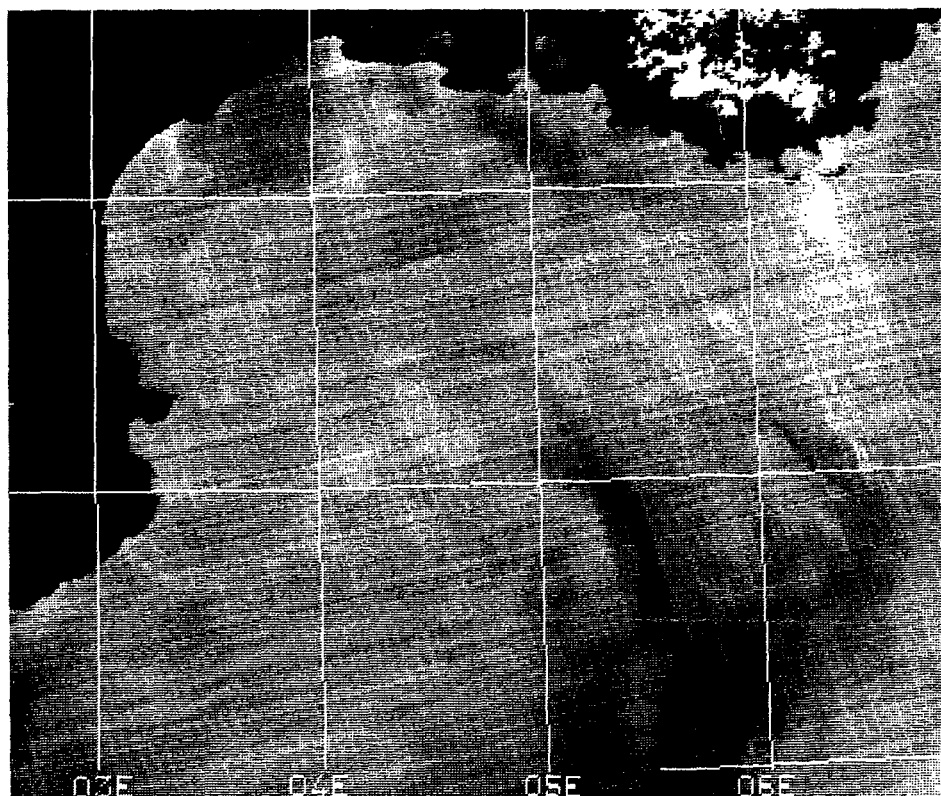


Figure II.40 : Thermographie CZCS du 15/7/83 qui confirme les observations de la couleur de la mer. Les basses températures sont en teintes claires. La nappe thermique de surface du Rhône qui était bien individualisée le 13 juillet (figure II.37) a entièrement disparu. La zone chaude au Nord-Ouest du golfe correspond sur la figure II.39 à une zone plus riche en pigments. On distingue des débuts d'upwellings (en blanc) apparus sous le brusque coup de vent de la veille.

II.4.1.3 Confrontation avec les mesures en mer

L'observation des images de satellites a montré la forte variabilité spatio-temporelle des paramètres marins (température et pigments). Or la représentation cartographique de celles-ci doit intégrer les mesures de plusieurs jours de travail, pendant lesquels les conditions météorologiques dominantes, et donc la structure hydrologique de la couche de surface, peuvent fortement varier.

Cependant, il est possible de confronter un petit nombre de mesures in situ avec une image satellite. En effet, du 28 au 30 juin, on a effectué des mesures de chlorophylle-a à 7 stations proches de l'embouchure du Rhône, reportées sur l'image satellite du 29 juin, où l'on trouvera, de part et d'autre de l'image, les profils verticaux (figure II.41). Les résultats fluctuent entre 1 et 3 $\mu\text{g/l}$ dans la zone prospectée. Il faut noter la corrélation relativement bonne entre les teneurs trouvées aux différentes stations et les réflectances sur l'image satellitaire. Ainsi, les zones à forte concentration (environ 3 $\mu\text{g/l}$), situées d'une part à proximité du débouché (station 68) et d'autre part à environ 60 km au Sud-Ouest (station 72), se retrouvent-elles sur l'image de satellite à l'intérieur de la zone riche en pigments (en noir), alors que les stations 64 à 67, 69 et 70 où les teneurs avoisinent 1 $\mu\text{g/l}$, sont localisées en dehors de cette zone (partie grise sur l'image). Notons que la zone sombre située devant le débouché peut provenir (comme indiqué plus haut) d'un artefact local dû à une correction atmosphérique incomplète en présence d'eau turbide.

Pendant cette période, les conditions météorologiques correspondent à un Mistral modéré de 6 à 9 m/s.

Cette image permet de mettre en évidence que la stratégie d'échantillonnage est bien souvent inadaptée puisque dans ce cas, aucun prélèvement n'a été effectué dans cette zone qui apparaît la plus riche en pigments sur l'image satellite. On remarquera par ailleurs, qu'une image obtenue en temps réel aurait permis de localiser précisément la structure pigmentaire au large de l'embouchure et de mieux positionner les stations en vue de l'étude par bateau des zones à forte biomasse.

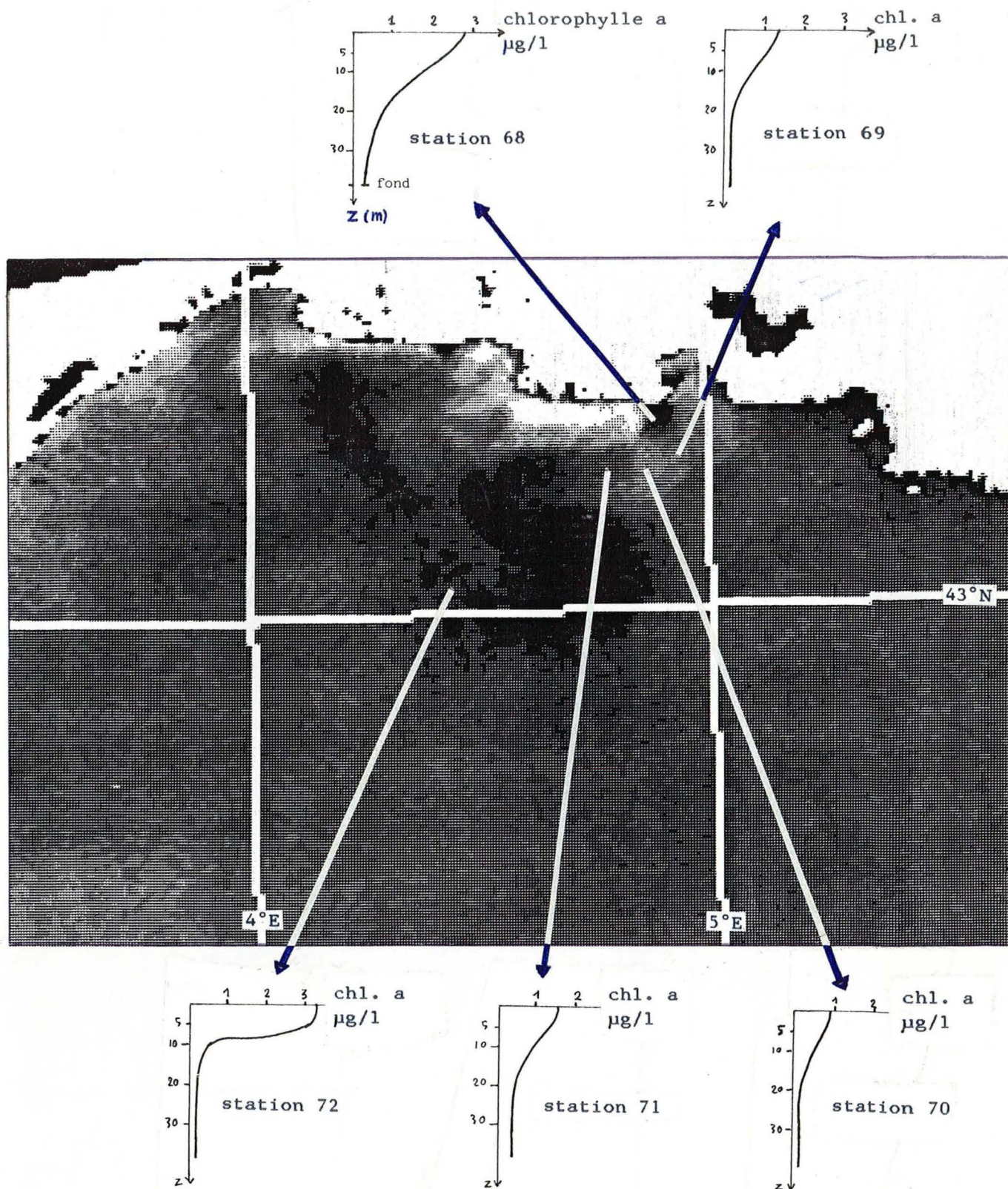


Figure II.41 : Profils verticaux des concentrations en chlorophylle-a mesurées les 29 et 30 juin dans la nappe du Rhône à cinq stations de prélèvement reportées sur l'image satellite des teneurs en pigments obtenue le 29 juin. On remarquera l'apport complémentaire des deux types de mesure. Ainsi, les mesures in-situ mettent en évidence la structure verticale de la nappe tandis que l'image satellite permet la cartographie précise des zones à plus forte biomasse.

Du 8 au 15 juillet, les conditions météorologiques sont caractérisées par une prédominance de grand calme. La figure II.42 synthétise les mesures de chlorophylle-a de surface et montre une tendance à une plus grande extension de la nappe pigmentaire par rapport à la première partie où dominaient des situations de Mistral.

Tout le réseau de stations hydrologiques sur lequel ont été effectuées des mesures de pigments chlorophylliens entre le débouché du Rhône et le 43^{ème} parallèle (figures II.42 et II.43 des concentrations en chlorophylle-a et de la salinité, en surface) a été entièrement effectué les 8 et 9 juillet. Les stations situées au sud du 43^{ème} parallèle ont été, pour leur part, prospectées le 10 juillet. Pendant les deux premiers jours, deux images satellite ont été acquises. Comme on l'observe sur la figure II.42, les maximums des teneurs en chlorophylle-a se trouvent localisés à l'intérieur de la nappe de dilution.

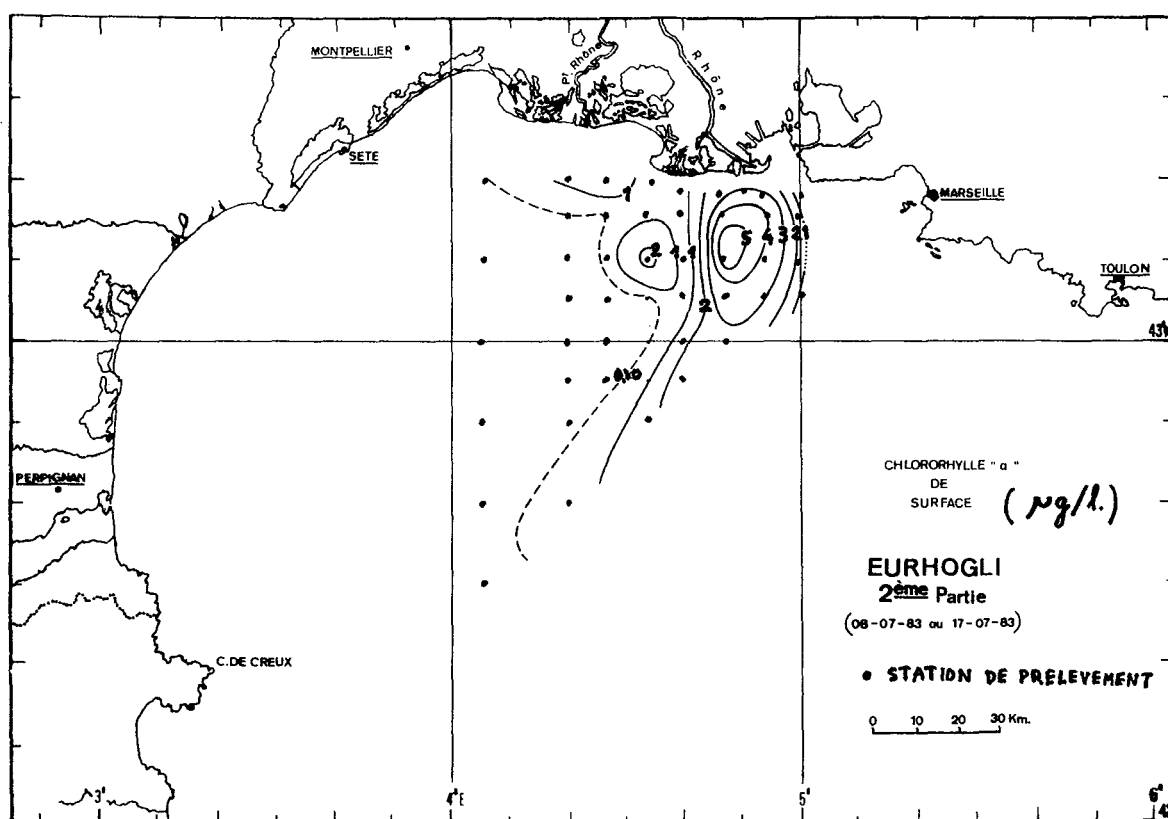


Figure II.42 : Concentration de la chlorophylle-a de surface mesurée du 8 au 17 juillet 1983. Contrairement à la première partie de la campagne, on observe un gradient de concentration croissant centré à 20 km au Sud de l'embouchure. Toutes les mesures correspondant à cette zone ont, par ailleurs, été effectuées les 8 et 9 juillet, jours où l'on possède également des données du satellite.

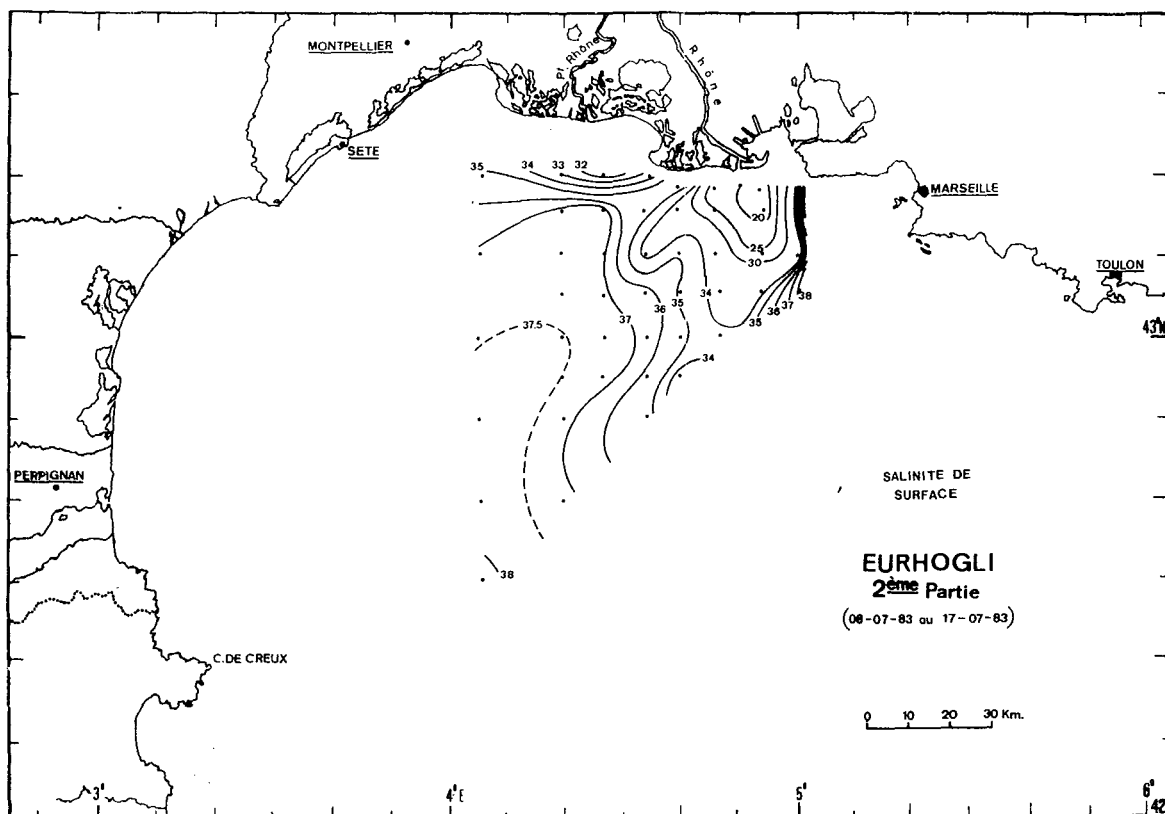


Figure II.43 : Carte des salinités de surface mesurées du 8 au 17 juillet 1983. Les mesures devant le Rhône ont été faites les 8 et 9 juillet. On remarquera la bonne concordance spatiale de la zone de dilution avec celle décrite par les pigments à partir des images CZCS des 8 et 9 juillet (Fig. II.44 et II.45). On remarquera la séparation de l'écoulement en deux à 20 km au SW de l'embouchure.

Les teneurs en chlorophylle-a oscillent entre $0,1 \mu\text{g/l}$ en zone oligotrophe et non soumise à la dilution, et $5 \mu\text{g/l}$ dans la nappe de dilution. On remarquera par ailleurs la présence de deux noyaux à forte concentration en chlorophylle-a (figure II.42) qui correspondent à peu près aux deux axes de dilution préférentiels (figure II.43). De plus, on notera que les maxima de chlorophylle sont situés entre 30 et 40 km de l'embouchure. Nous avons bénéficié d'une période de calme prolongée pendant laquelle la presque totalité des stations de prélèvement a été réalisée en un court laps de temps (les 8 et 9 juillet). De ce fait, nous tirons avantage de la moins grande mobilité de la nappe pigmentaire au large du Rhône, et des comparaisons fructueuses entre les mesures en mer et les données satellitaires peuvent être faites.

Rappelons que le signal rétrodiffusé par la mer qui sert à estimer les zones à plus forte teneur en pigment est modifié de manière identique par la chlorophylle-a et par la phéophytine-a. Cependant, cette dernière n'a jamais été présente dans un fort pourcentage aux stations de prélèvement effectuées entre le 8 et le 9 juillet (entre 0 et 15 %) témoignant de la jeunesse des populations phytoplanctoniques présentes. De ce fait, la carte de distribution des données de chlorophylle utilisée comme référence dans les comparaisons avec les données de télédétection peut être considérée comme très proche de celle des pigments totaux.

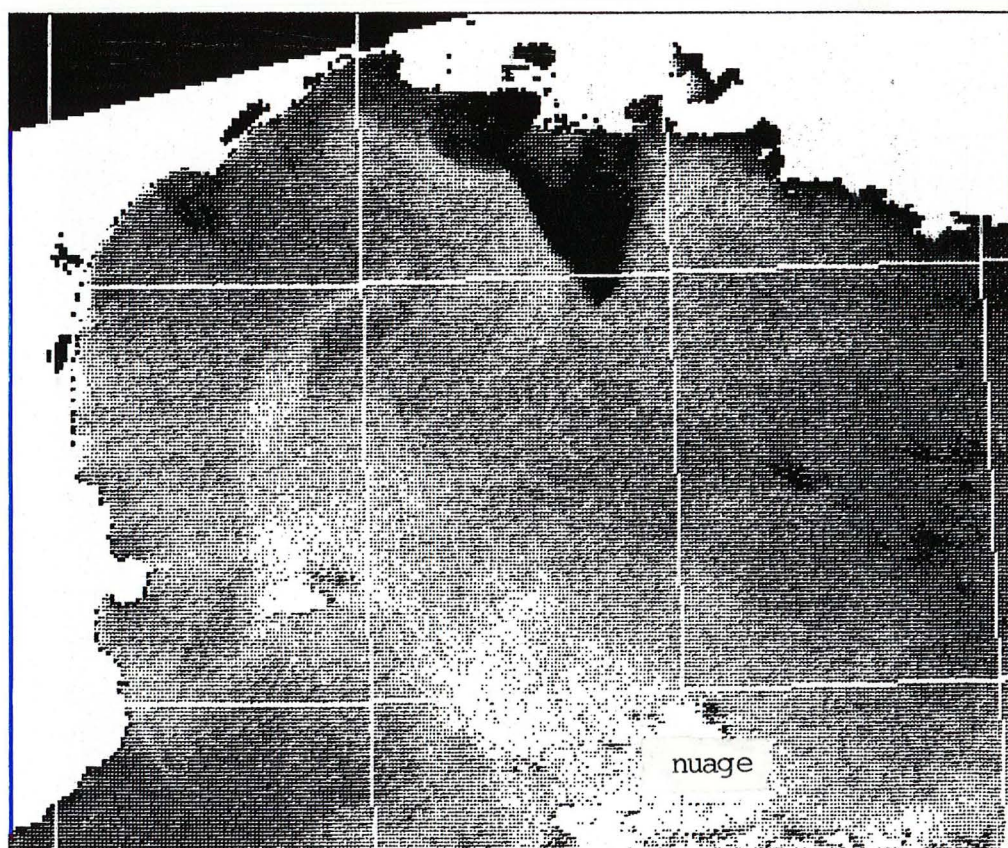


Figure II.44 : Concentration relative en pigments chlorophylliens du 8 juillet 1983. Les conditions météorologiques clémentes ont permis la formation à 30 km au Sud du Rhône d'une zone riche en pigments chlorophylliens, suivant le schéma déjà mesuré en mer (fig. II.42). On remarque le même phénomène devant l'embouchure du Petit Rhône et de l'Hérault. La plupart des étangs côtiers apparaissent également riches en pigments.

Ainsi on repèrera sur les images satellite du 8 juillet (figure II.44) et du 9 juillet (figure II.45) des zones riches en pigments qui coïncident avec celles délimitées à partir des mesures en mer (figure II.42). Sur cette dernière figure on remarque encore, pour les stations situées au sud du 43 ème parallèle, que nous avons prospectées le 10 juillet, des concentrations en chlorophylle-a élevées comprises entre 1 et 2 $\mu\text{g/l}$. Ceci traduit bien l'extension vers le sud de la nappe à forte concentration en pigments déjà visible sur l'image satellite du 9 juillet (figure II.45). On notera que les zones côtières à l'ouest du débouché du Rhône et devant l'embouchure de l'Hérault présentent aussi de plus fortes valeurs de pigments qu'au large.

On observe en outre une excellente coïncidence entre les zones à forte concentration en pigments et celles à température de surface élevée (figure II.46).

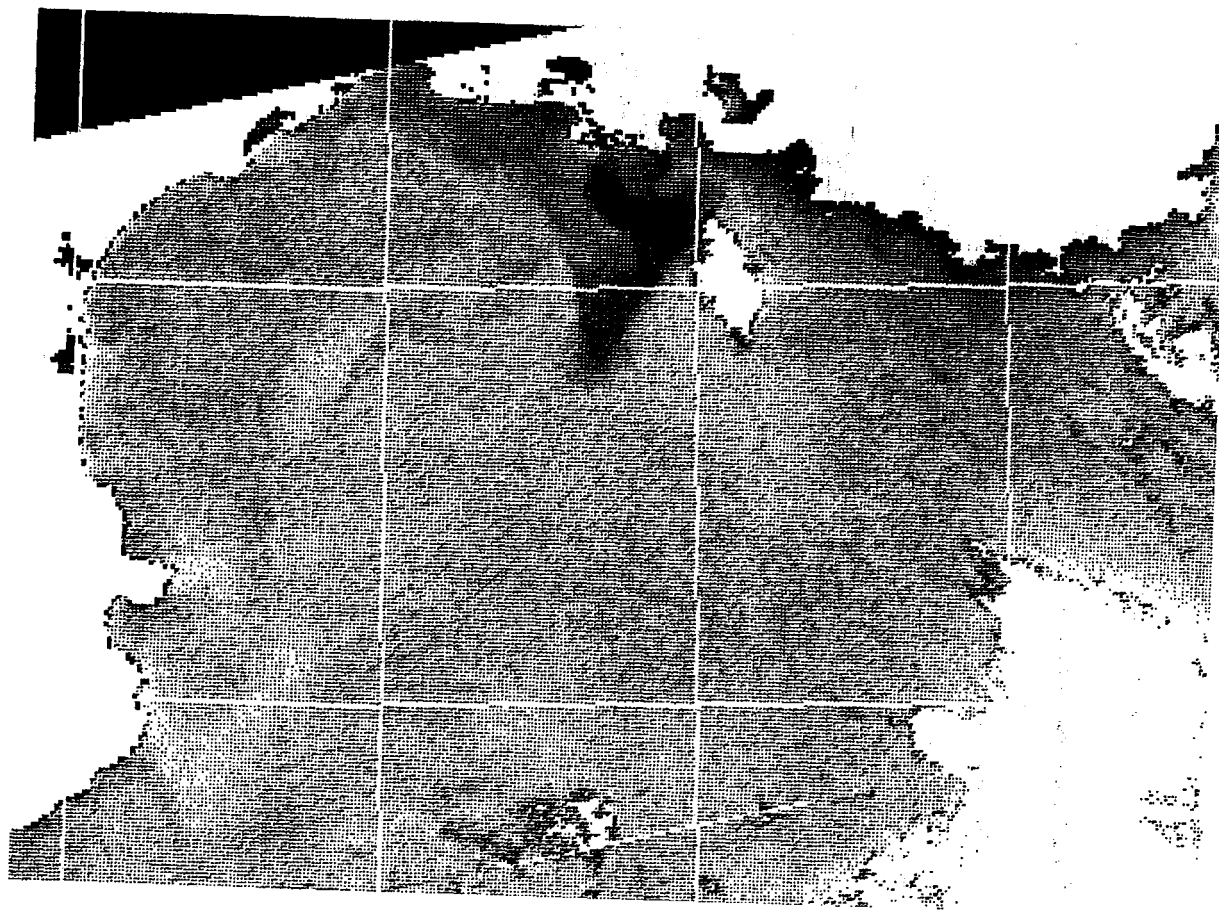


Figure II.45 : Concentration relative en pigments chlorophylliens le 9 juillet montrant l'extension de la nappe pigmentaire liée aux apports du Rhône (en noir), sous l'effet d'un léger Mistral. La zone plus riche visible le 8 devant l'embouchure de l'Hérault n'apparaît plus sous l'effet du mélange.

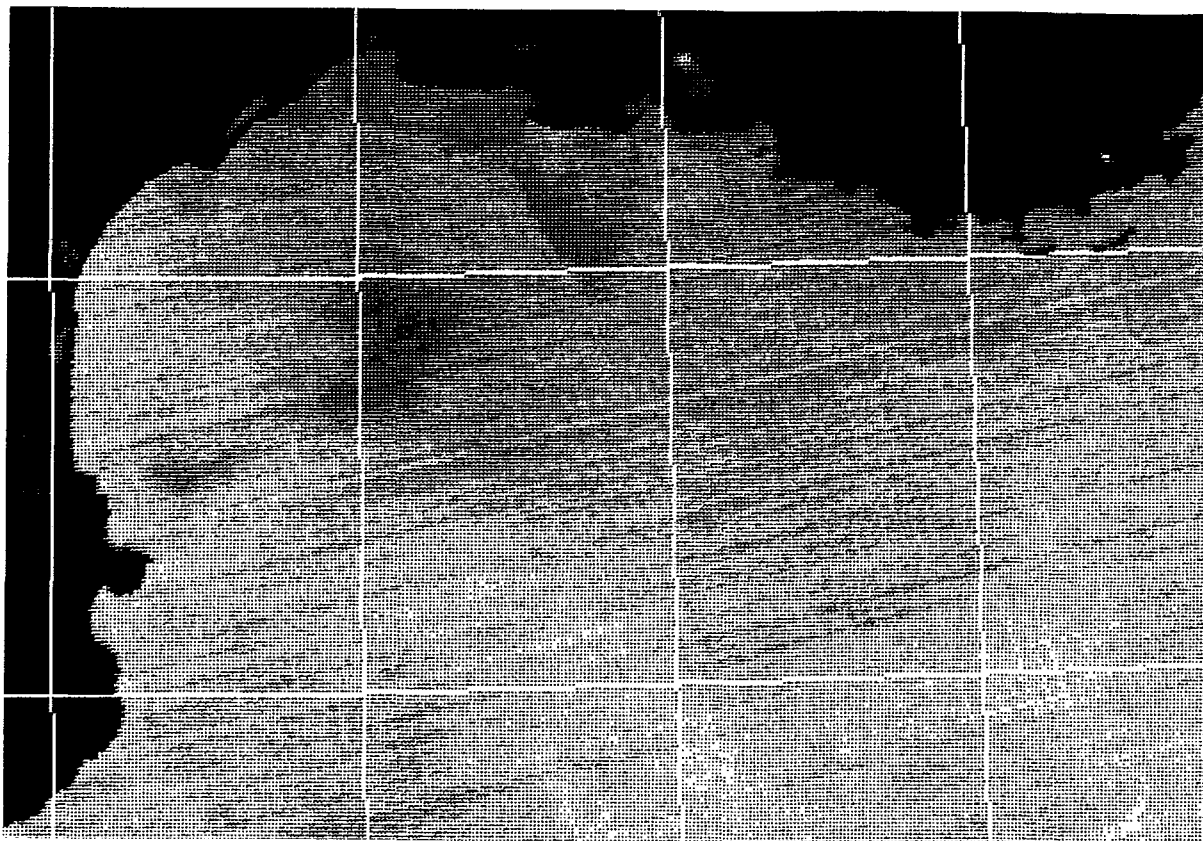


Figure II.46 : Thermographie CZCS du 8 juillet 1983 où l'on remarque l'excellente concordance de la température de surface et de la teneur en pigments (fig. II.44) aussi bien devant l'embouchure du Rhône que devant celle de l'Hérault.

Durant la fin de la campagne, du 12 au 15 juillet, nous avons prospecté la zone proche du débouché du Rhône en adoptant deux stratégies d'échantillonnage :

- d'une part, en réalisant des prélèvements pour des études de production primaire sur un réseau en forme de créneaux (du 12 juillet à 18h au 13 juillet à 5h, voir encadré figure II.6),

- d'autre part, en effectuant une radiale de l'embouchure vers le large (du 13 juillet 7h au 14 juillet 13h).

De plus, les stations de production, numérotées P9 à P12, ont été réalisées du 11 au 16 juillet. On remarquera que les stations P10 et P13 sont peu éloignées l'une de l'autre, mais qu'elles ont été prospectées avant et après un coup de vent, respectivement le 12 et le 13 juillet (voir la figure II.6). A une longue période de calme succède en effet, en fin de matinée, le 13 juillet, un brusque coup de vent de Nord-Nord-Ouest qui atteint 14 m/s vers midi.

Du 12 juillet au 13 juillet à 11h, on observe que les stations 127 à 129, localisées à l'intérieur même de la nappe pigmentaire (déterminée par l'image satellite du 13 à 11h, figure II.37) présentent des concentrations particulièrement élevées en chlorophylle-a, jusqu'à plus de 7 $\mu\text{g/l}$ (figure II.47).

L'effet du coup de vent signalé plus haut et qui débute peu avant le 13 juillet à midi se traduit par une baisse notable et progressive des teneurs en chlorophylle-a, consécutive à un mélange accru. Ce dernier est visible sur les stations 130 à 133 (figure II.48) qui, quelques heures

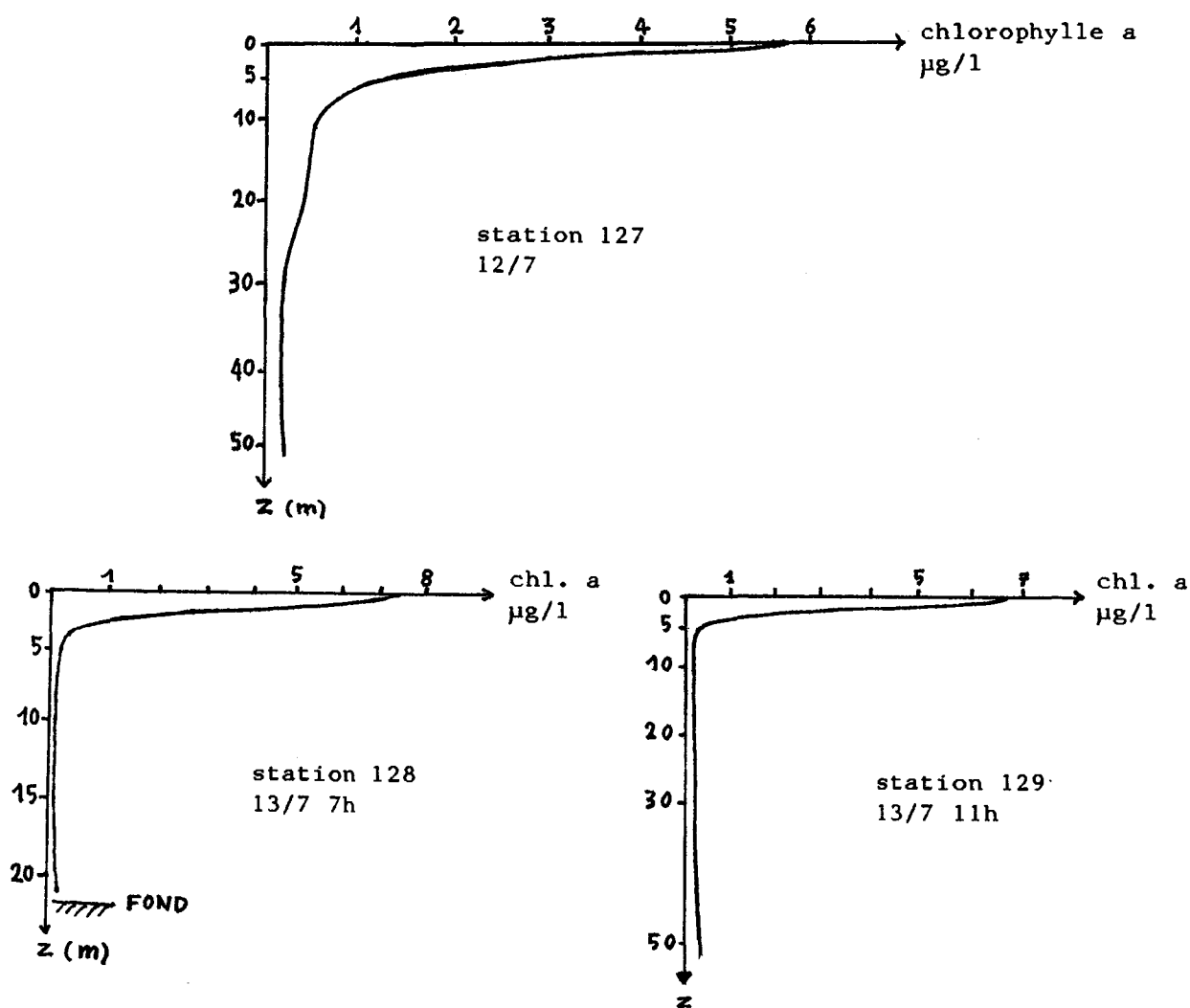


Figure II.47 : Profils verticaux de la concentration en chlorophylle a mesurée le 12 et le 13 juillet avant une poussée phytoplanctonique intense consécutive à une stratification des eaux du Rhône en mer. Les mesures des trois stations, localisées à l'intérieur de la nappe pigmentaire, font apparaître des valeurs de surface très élevées, de 5 à 7 $\mu\text{g/l}$.

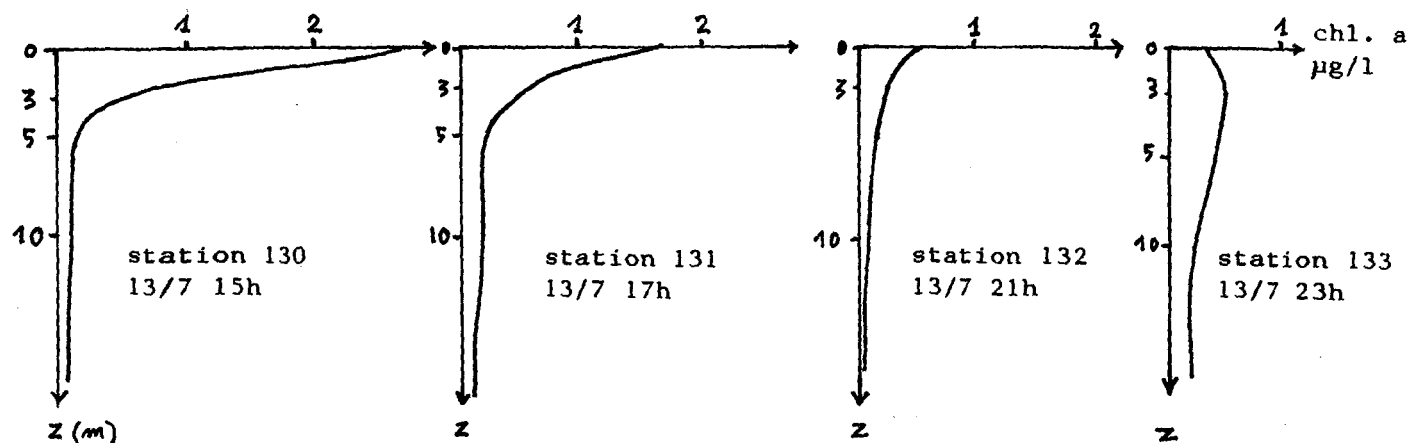


Figure II.48 : Profils verticaux de la concentration en chlorophylle-a le 13 juillet au cours du coup de vent de NNW levé brusquement vers 11 heures.

avant, se trouvaient encore dans la zone définie par de fortes teneurs en pigment d'après l'image satellite.

On remarque l'importance prépondérante des conditions météorologiques sur le maintien ou la rupture des structures biologiques devant le débouché du Rhône. Les mesures de production primaire, effectuées sur le créneau du 12 au 13 juillet avant le coup de vent (figure II.49), viennent préciser et confirmer (figure II.47) la forte activité biologique (production primaire atteignant 5 gC/m³·jour) qui existe dans cette zone et observée par ailleurs sur l'image satellite du 13 juillet (figure II.37).

Après le coup de vent (début : 13 juillet peu avant midi, durée : 24h), la production primaire dans la zone de dilution, ainsi que les teneurs en chlorophylle-a aux stations P11 et P12, de part et d'autre de P10, (figure II.6) n'atteignent pas le niveau observé à la station P10 (figure II.50). L'effet d'une forte perturbation provoque une déstabilisation des structures pigmentaires précédemment observées qui ne se reconstituent pas aussi rapidement. On peut voir ceci sur l'image satellite du 15 juillet (figure II.39) et d'après les mesures de production primaire effectuées aux stations P11 et P12 (figure II.50).

L'analyse plus précise des mesures de production effectuées sur le créneau permettent également de mettre en évidence une gradation, à l'intérieur même de la zone de dilution.

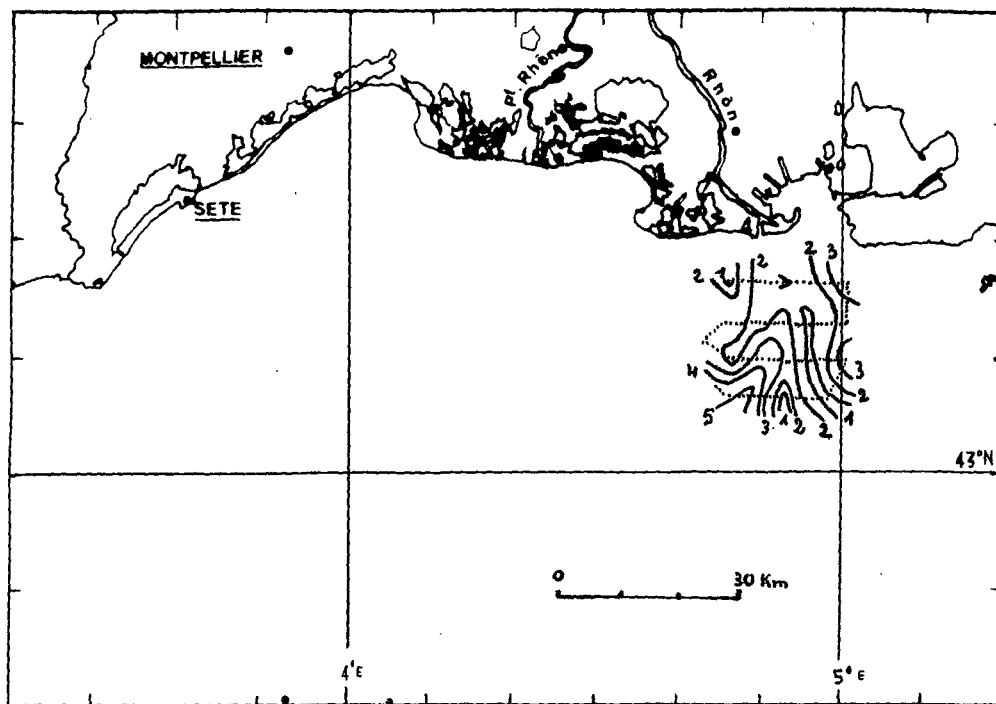
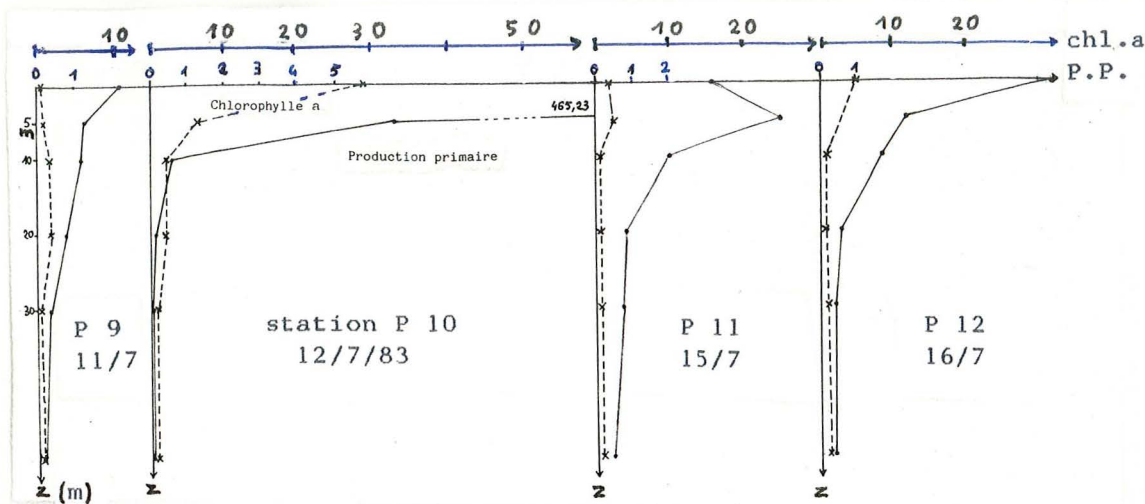


Figure II.49 : Valeurs de la production primaire de surface mesurée en $\text{mgC/m}^3 \cdot \text{jour}$ les 12 et 13 juillet 1983. On note une très forte poussée phytoplanktonique.

On observe en effet sur la carte des productions primaires de surface (figure II.49) un "chenal" de moins forte production, face à l'embouchure. Il est délimité par les isolignes $2 \text{ mgC/m}^3 \cdot \text{jour}$, valeur inférieure à celles trouvées de part et d'autre, mais qui restent cependant 10 à 20 fois supérieures à celles observées en moyenne en zone oligotrophe. La baisse de production dans ce chenal au droit de l'embouchure résulte vraisemblablement d'une forte turbulence au niveau du lit marin du Rhône.

Ce chenal est également une zone de basse salinité que l'on peut voir sur la carte des salinités relevées pendant le même créneau (figure II.51). On constate que cette structure est entièrement en accord avec celle observée sur la thermographie CZCS du 13 juillet (figure II.38) qui montrait un chenal thermique plus froid, tout à fait semblable à celui qu'on voit sur la carte des salinités.



LEGENDE : ----- chlorophylle a (ug/l)
 ————— production primaire (mgC/m³·jour)

Figure II.50 : Les très fortes valeurs de production primaire et de chlorophylle a mesurées concernant une couche d'eau de surface très faible, de quelques mètres. On remarque que les valeurs de production croissent en fonction de la biomasse suivant une loi exponentielle.

On distingue, d'autre part, une zone périphérique, hydrodynamiquement stable, située de part et d'autre du chenal. On y a mesuré de plus fortes productions primaires comprises entre 500 et 5000 mgC/m³·jour. Cette zone de forte production correspond aussi à de fortes concentrations en chlorophylle-a comme le montre le profil vertical relevé le 12 juillet dans cette zone (cf figure II.6) à la station de production P10 (figure II.50).

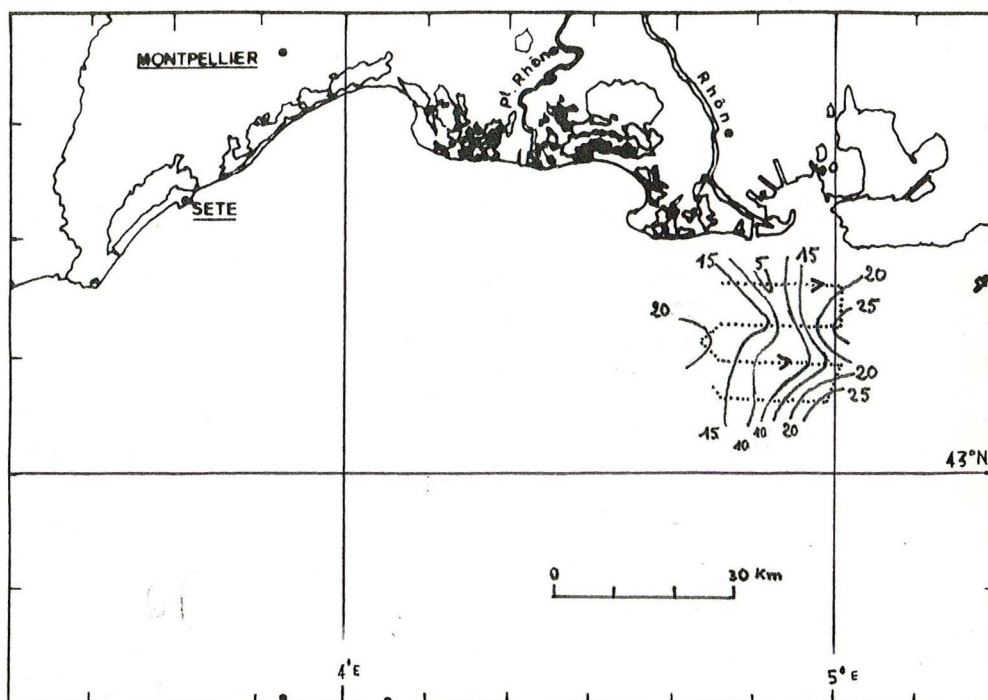


Figure II.51 : Valeurs de la salinité de surface mesurée pendant la même prospection.

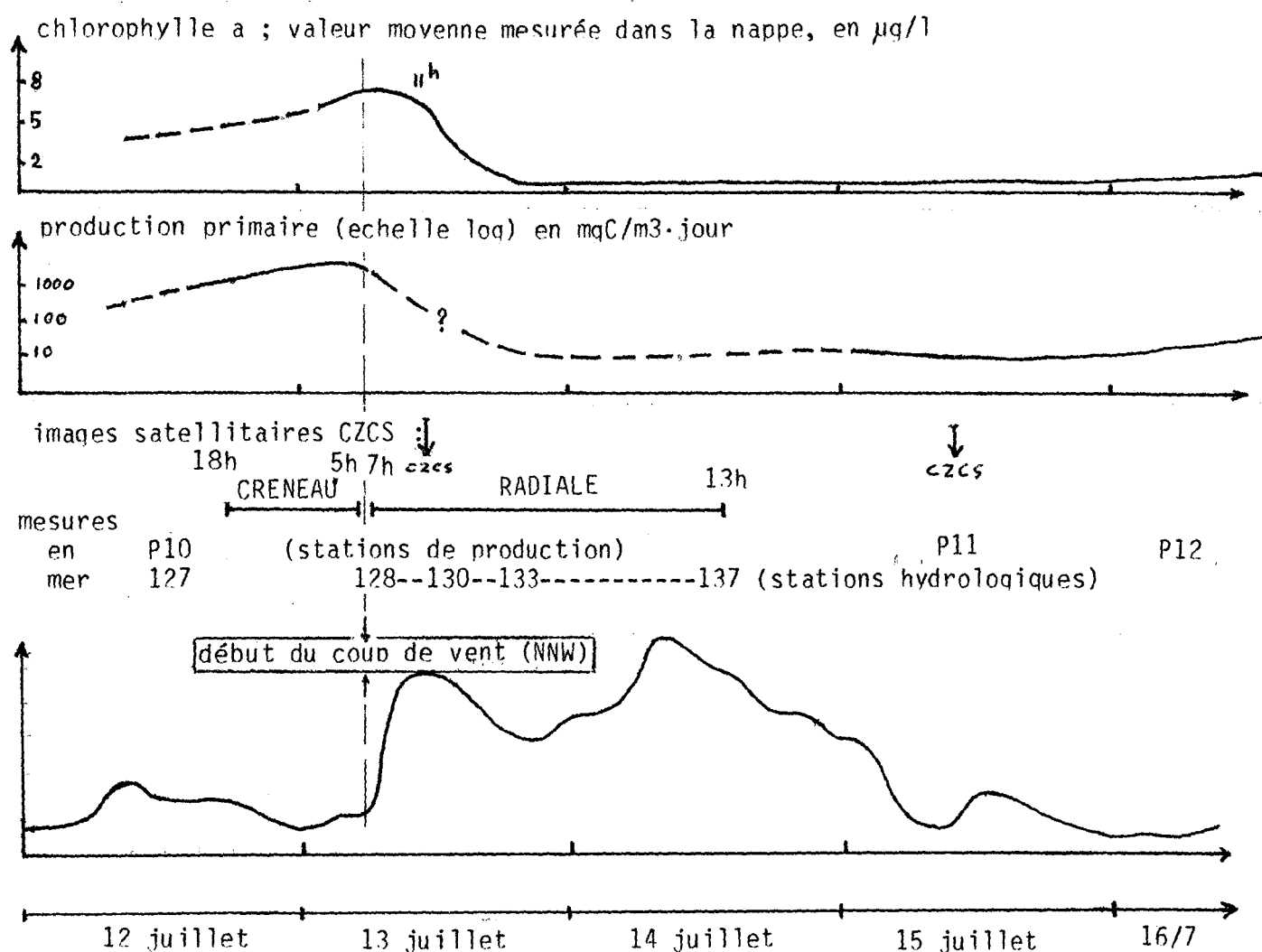


Figure II.52 : Récapitulatif des événements météorologiques et de leurs conséquences biologiques enregistrés à travers les mesures en mer (variation de chlorophylle et de production primaire) et les images satellitaires du 12 au 16 juillet dans la zone de dilution rhodanienne.

En conclusion, nous avons assisté, du 11 au 13 juillet, à une poussée phytoplanctonique brève mais très intense, dont les effets ont été mesurés précisément en mer, tandis que son extension, puis sa disparition, ont été suivies sur les images satellitaires. La figure II.52 montre l'effet très rapide du coup de vent sur les variations des concentrations de la chlorophylle-a et de la production primaire, mesurées du 12 au 16 juillet, à l'intérieur de la nappe pigmentaire du Rhône.

II.4.2 Cartographie des aires turbides

Le repérage des zones turbides au moyen de la télédétection, et la comparaison de ces zones avec celles définies d'après les mesures réalisées en mer représentaient un des objectifs de cette étude.

Là encore, comme pour les mesures de pigments, nous pouvons regretter que le programme de la campagne EURHOGLI n'ait pas été axé plus spécifiquement sur l'étude de la distribution spatiale de quelques paramètres (turbidité, seston, spectres particuliers) mesurés au cours de prospections rapides du milieu marin. Ces mesures, même discontinues, auraient permis de mieux cerner les limites et les modifications dans l'espace à trois dimensions de l'extension des aires turbides au cours du temps. La prospection dans la nappe de dilution ayant été réalisée au cours de plusieurs jours, il est évident que la représentation cartographique des résultats ne donne qu'un aperçu imparfait de la distribution spatiale de ces aires turbides, ce qui est d'autant plus accentué que les conditions météorologiques sont instables.

II.4.2.1 Distribution spatiale et variations spatio-temporelles des aires turbides dans le golfe du Lion

II.4.2.1.1 Approche satellitaire

La télédétection de la couleur de la mer permet, grâce aux mesures du capteur CZCS (canal 3 opérant à 550 nm, dans le jaune) de déterminer la distribution spatiale des aires turbides, donc indirectement de la répartition du matériel particulaire en suspension dans la couche de surface, et ce, jusqu'à une profondeur qui peut atteindre plusieurs dizaines de mètres suivant la transparence de l'eau et la densité de la charge sédimentaire.

Il faut rappeler que, dans le golfe du Lion, le matériel en suspension visible en surface a deux origines :

- une remise en suspension des sédiments côtiers (du Cap de Creux jusqu'au golfe de Fos)
- les apports directs du Rhône, souvent mêlés aux premiers.

La figure II.53 illustre l'ampleur de ces transports sédimentaires à travers une image de la couleur de la mer obtenue lors de la campagne EURHOGLI le 9 juillet 1983. La circulation générale de surface dans le golfe du Lion est induite par le régime de vent de secteur Nord-Ouest. Les fortes concentrations apparaissent en blanc ou gris, l'eau claire en noir. On remarque l'extension importante de la nappe turbide du Rhône et sa déviation par la force de Coriolis vers le Sud-Ouest. On notera par ailleurs l'augmentation de la turbidité (surtout à l'Ouest du Rhône, le long de la côte), qui est vraisemblablement due à une remise en suspension des sédiments sous l'action du brassage induit par le vent. L'observation de telles zones turbides a déjà été possible grâce aux images des satellites LANDSAT.

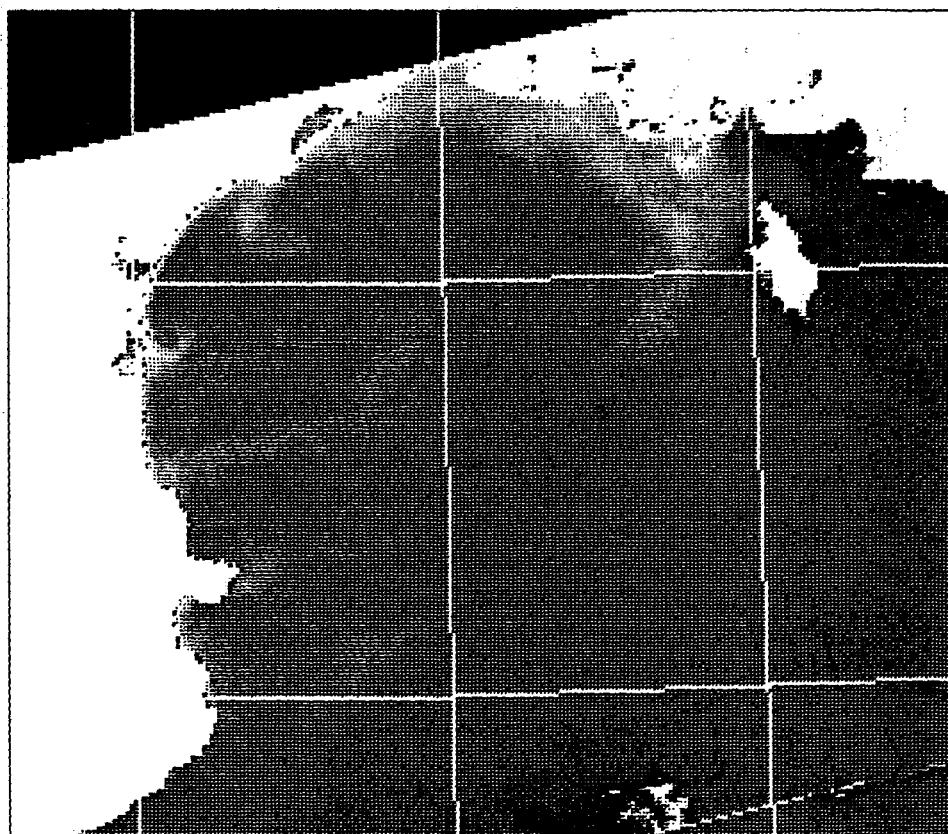


Figure II.53 : Réflectance de la mer dans le canal 550 nm (jaune), le 9 juillet 1983. Le signal rétrodiffusé par la couche de surface est lié à la quantité de matières particulaire en suspension présente dans l'eau. Les fortes concentrations sont en blanc. Les apports du Petit Rhône et du Grand Rhône sont très visibles, de même que la remise en suspension des sédiments côtiers depuis le golfe de Fos jusqu'au Cap Béar.

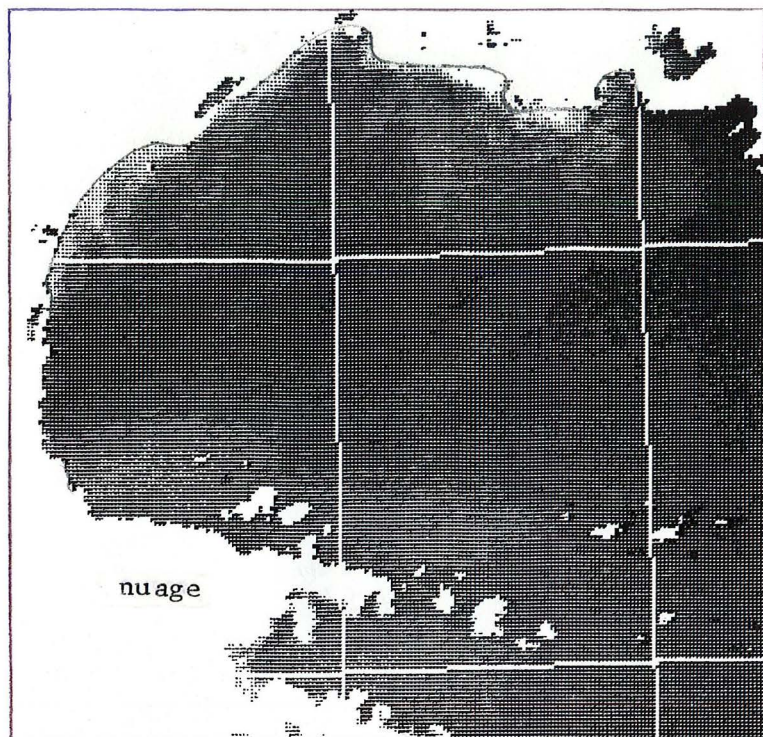


Figure II.54 : Mise en évidence des zones à forte charge particulaire, à partir du canal 3 (550 nm) de CZCS, au début d'un coup de vent de mistral, le 1er juillet 1983.

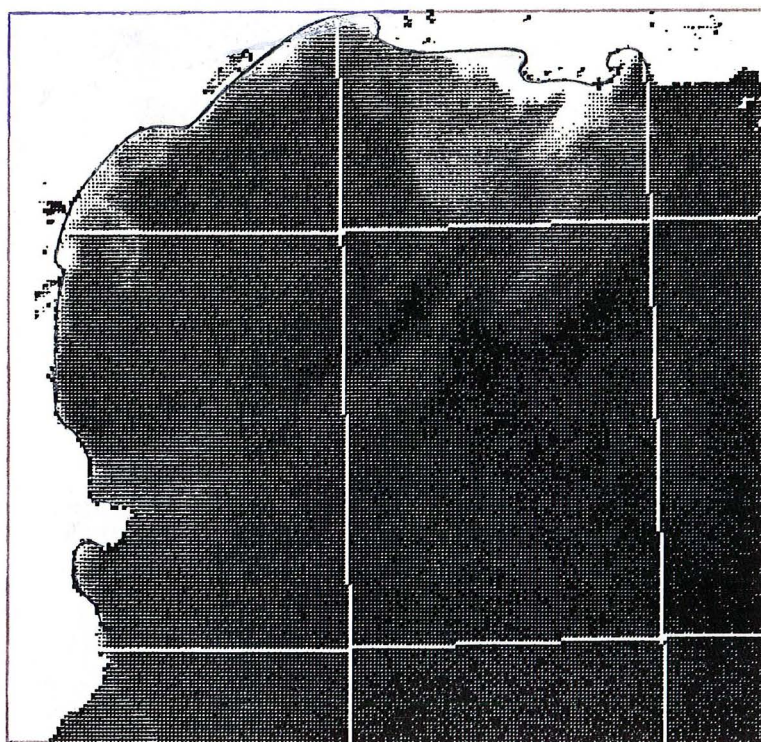


Figure II.55 : Le 2 juillet, les zones à fortes charges particulières se sont nettement étendues sous l'influence d'un mistral encore modéré. On remarque, d'une part, la grande extension de la nappe du Rhône et, d'autre part, les nombreuses zones de remise en suspension près des côtes, au Nord du golfe.

Ainsi, les images du 1er et du 2 juillet (figure II.54 et II.55), montrent l'évolution de la turbidité au cours de l'apparition d'un coup de vent de secteur Nord-Ouest débutant le 1er juillet. A 24 heures d'intervalle, on remarquera la forte augmentation de la turbidité (figure II.55) le long de la côte camarguaise ainsi qu'à proximité du Rhône où les apports de deux natures différentes (apports rhodaniens et remise en suspension) se conjuguent.

On constate d'autre part que, devant le Rhône, le gradient de turbidité est inverse de celui généralement observé pour la teneur en pigments. En effet, les maximums de turbidité se trouvent contre la côte, alors que ceux de pigments sont localisés le plus souvent au large de l'embouchure (figure II.56).

L'extension vers le large de la nappe turbide dépend à la fois de la force, de la durée, et de la direction du vent. Ainsi, si l'on compare

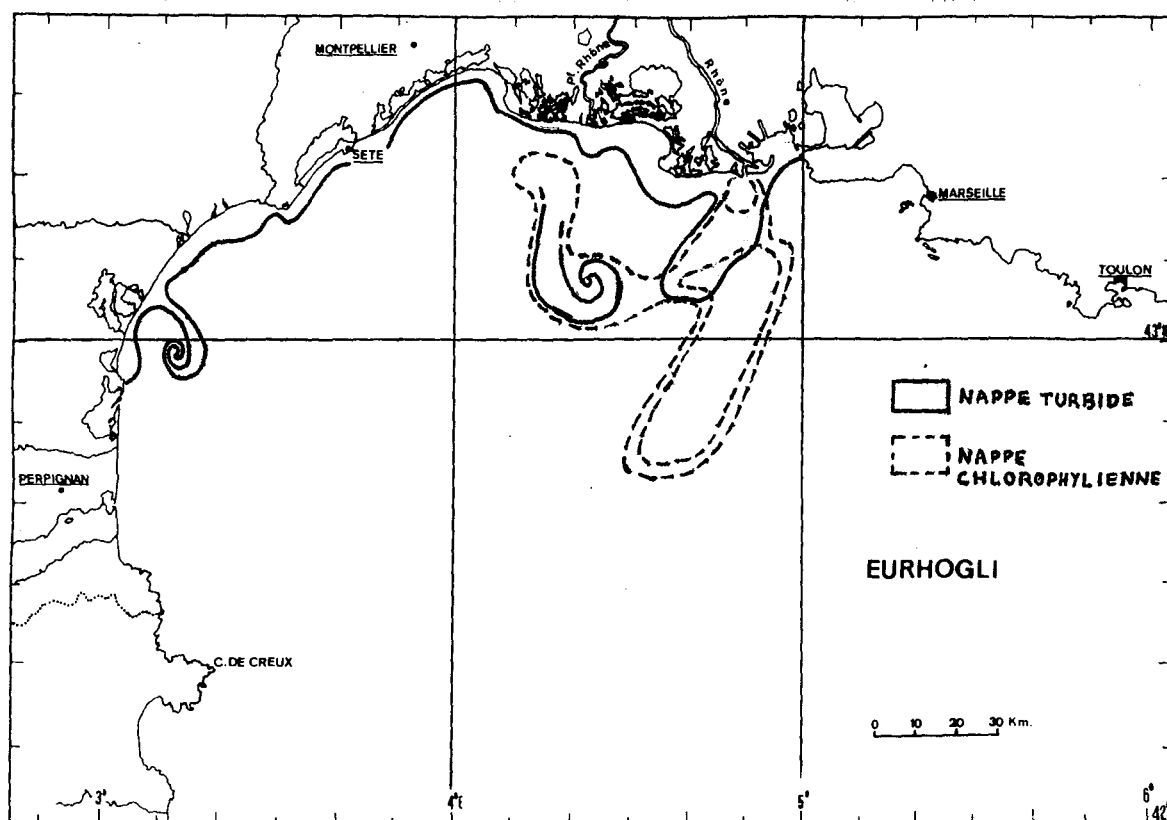


Figure II.56 : Superposition des nappes turbide et chlorophyllienne devant le Rhône, observées par CZCS, le 2 juillet 1983. On remarque, suivant un schéma plusieurs fois observé, que la nappe chlorophyllienne est toujours plus étendue. Ce résultat est confirmé par les mesures des spectres particuliers de taille.

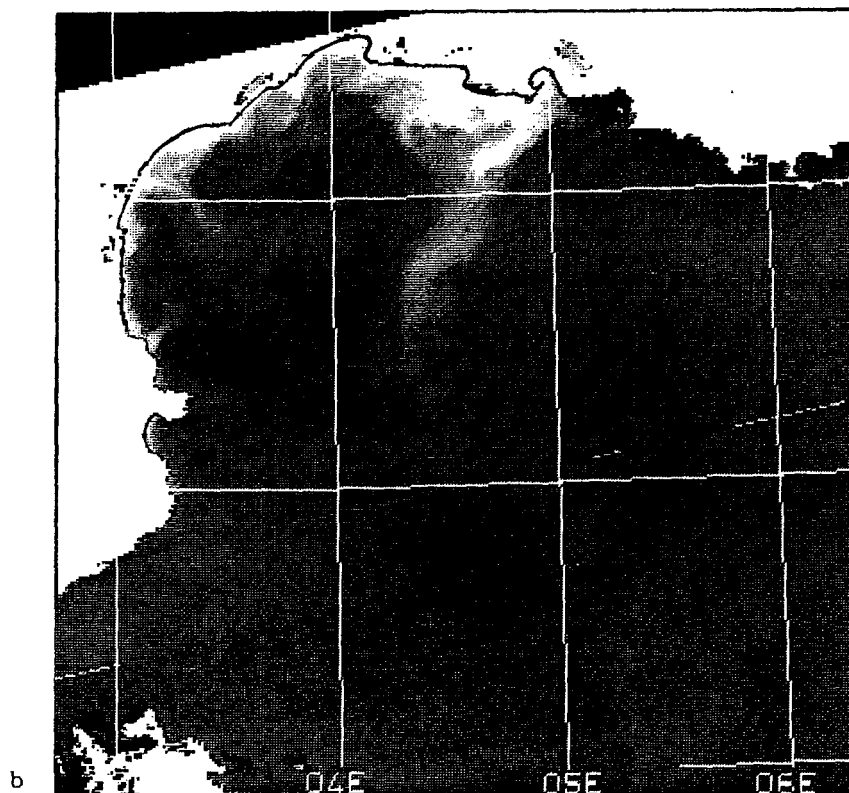


Figure II.57 : Cartographie de la charge sédimentaire le 9 juillet 1983 par mistral modéré (a) et le 15 juillet 1981 par fort mistral (b) à travers l'observation du canal 3 (550 nm) de CZCS. On remarquera que pour un débit identique du Rhône, la remise en suspension et l'entraînement des sédiments sont nettement plus élevés dans le second cas. Les teintes claires indiquent une réflectance élevée due à une forte rétrodiffusion du signal, donc à une forte teneur en particules.

deux images d'été, obtenues l'une le 9 juillet 1983 (figure II.57a) par mistral modéré (5 à 6 m/s) et l'autre le 15 juillet 1981 (figure II.57b) par fort mistral (10 à 15 m/s), mais pour un débit du Rhône identique (1600 m³/s), on constate que l'extension de la nappe turbide est d'environ 60 km dans le premier cas, et de 100 km dans le second. Là encore, la remobilisation des sédiments côtiers est fortement accentuée par la force du vent. Cela se remarque aussi bien près de l'embouchure du Rhône, dont l'écoulement en mer accentue le transfert vers le large, qu'au dessus des zones à faible bathymétrie (de 0 à 30 mètres environ) s'étendant jusqu'à une dizaine de milles au large.

Ces observations confirment celles d'Aloïsi et al (1979) et montrent l'importance des transports sédimentaires dans la couche 0-30 mètres en été.

En hiver, le schéma général est différent et les zones turbides précédemment définies sont encore plus étendues, même par débit moyen (figure II.58). Ceci s'explique d'une part par l'absence de thermocline et d'autre part par la durée prolongée et la force du coup de vent (plus de 10 jours à plus de 10 m/s), cette dernière condition étant rarement atteinte en été.



Figure II.58 : Cette image du 1er février 1982 montre la très forte remobilisation sédimentaire dans tout le golfe par fort mistral (15 m/s), bien supérieure à celle observée l'été dans les mêmes conditions. Le transport de la matière particulaire paraît facilité par l'absence de thermocline.

II.4.1.2 Résultats apportés par les mesures en mer

L'analyse de la répartition du matériel particulaire en suspension dans le golfe du Lion pendant la campagne EURHOGLI fait appel à des mesures de deux types :

- des mesures obtenues par filtration, dont les résultats s'expriment en poids de matière sèche par volume d'eau (poids sestonique),
- des mesures faites au Coulter Counter, permettant d'obtenir des spectres de taille des particules.

Il faut signaler qu'aucune mesure de turbidité n'a été réalisée pendant la campagne EURHOGLI. Or il est bien souvent délicat de relier la turbidité,

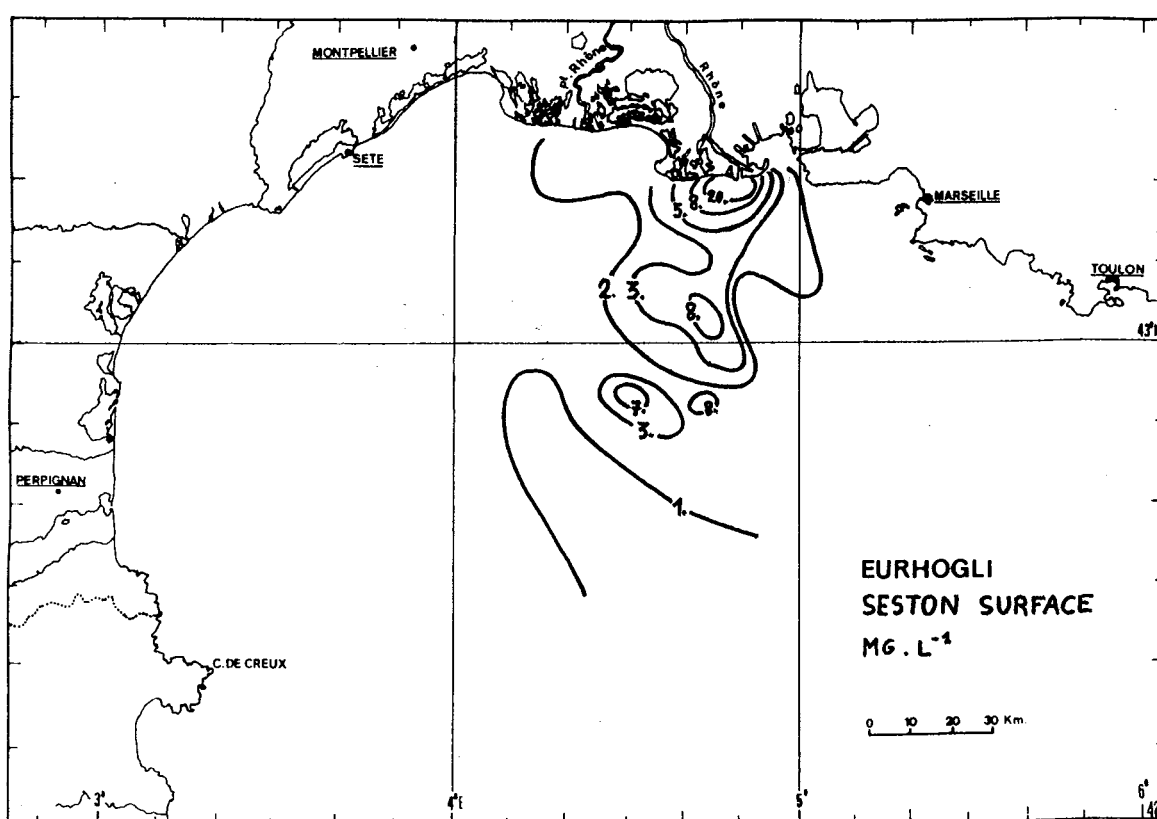


Figure II.59 : Concentrations en seston (toutes particules en suspension) mesurées en surface du 25 au 27 juin 1983 pendant la campagne EURHOGLI.

soit à un poids de matériel en suspension, soit à la distribution de taille des particules. En effet, il peut exister, et particulièrement au débouché d'un fleuve, des quantités non négligeables d'acides humiques qui augmentent la turbidité sans être prises en compte dans les mesures de seston. Si le nombre, le poids et la taille des particules interviennent bien dans les fluctuations de turbidité, ces paramètres ne permettent pas d'établir avec celle-ci des relations linéaires. Les mesures de seston et de spectres particulières définissent cependant de façon indirecte des aires fortement turbides, mais avec beaucoup moins de précision que des mesures directes de turbidité.

Les mesures de poids sestonique, effectuées sur l'ensemble du réseau de stations hydrologiques pendant la première partie de la campagne (du 24 juin au 6 juillet), ont permis d'établir la présence d'un gradient de concentration important (figure II.59). Il s'étend vers le Sud-Ouest du débouché et correspond à celui déjà décrit par Blanc et Leveau (1973). Alors que les concentrations mesurées décroissent d'environ 20 mg/l devant l'embouchure à 3 mg/l à 15 milles au large, on mesure encore, à 50 milles au large, des zones à plus forte concentration (7mg/l), également visibles sur certaines images CZCS comme celle du 2 juillet (figure II.55).

D'autre part, les mesures effectuées au Coulter Counter déterminent la distribution spatiale des spectres de taille des particules comprises entre 1 et 50 microns, intervalle subdivisé en 16 classes de taille.

Une analyse en composantes principales, utilisant comme indice de similarité le coefficient de corrélation de rang de Spearman, est réalisée sur les données recueillies à 65 stations hydrologiques, prospectées sur 3 niveaux (surface, 20 mètres et fond). Le premier plan factoriel donne des regroupements de stations en fonction du type de spectre de taille des particules, représentant la densité pour chaque classe de taille et à chacune des stations.

A partir de ces regroupements, il est possible de définir trois grandes zones (Loeillet, 1984) :

- zone 1 : apports directs du Rhône
- zone 2 : influence secondaire
- zone 3 : conditions marines type

Ces 3 zones sont représentées sur la figure II.60. On constate que la zone d'influence directe du Rhône (1) s'étend largement vers l'Ouest. Une zone similaire est mise en évidence devant l'embouchure de l'Hérault.

La zone marine type 3 apparaît immédiatement au sud de la zone d'influence du Rhône, sans transition. Cette observation est tout à fait en accord avec les mesures de salinité effectuées sur les mêmes stations (figure II.61), montrant une incursion importante d'eau du large, très salée. Toutes les autres stations prospectées dans le golfe du Lion montrent une influence secondaire du Rhône (type 2) correspondant à peu près au plateau continental, en accord parfait avec les observations satellitaires. Les résultats sont synthétisés dans l'espace à trois dimensions sur la figure II.62.

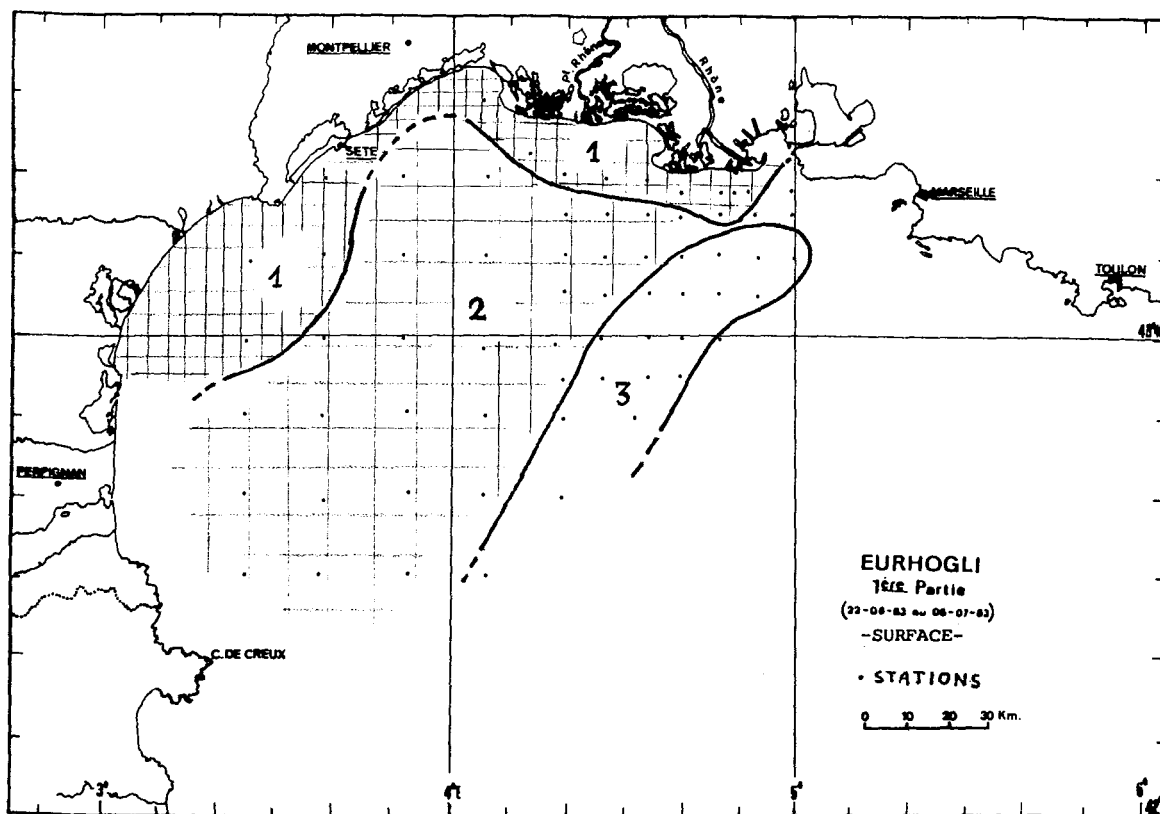


Figure II.60 : Répartition des zones correspondant aux trois grands types spectraux définis par l'analyse de la taille des particules, obtenus durant la campagne EURHOGLI, en surface, d'après Loeillet, 1984. L'influence continentale décroît du type 1 au type 3 (voir aussi la figure II.62).

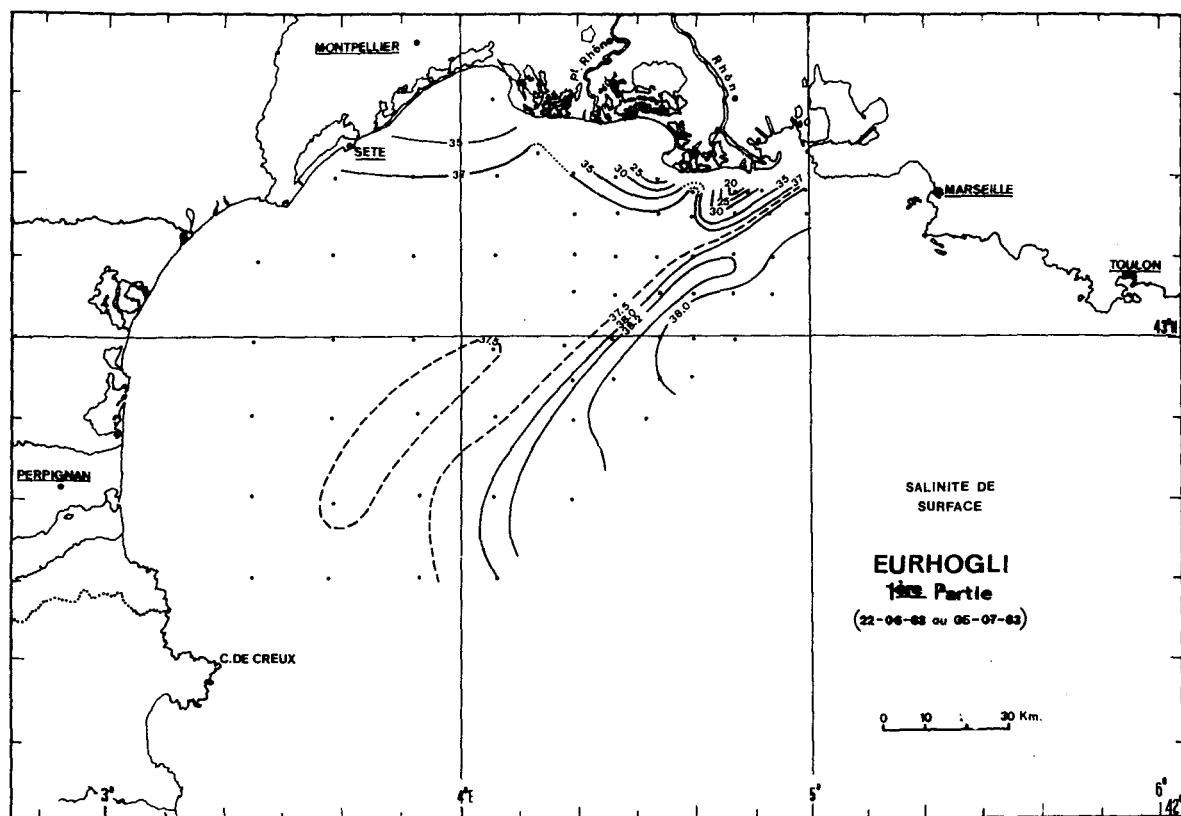
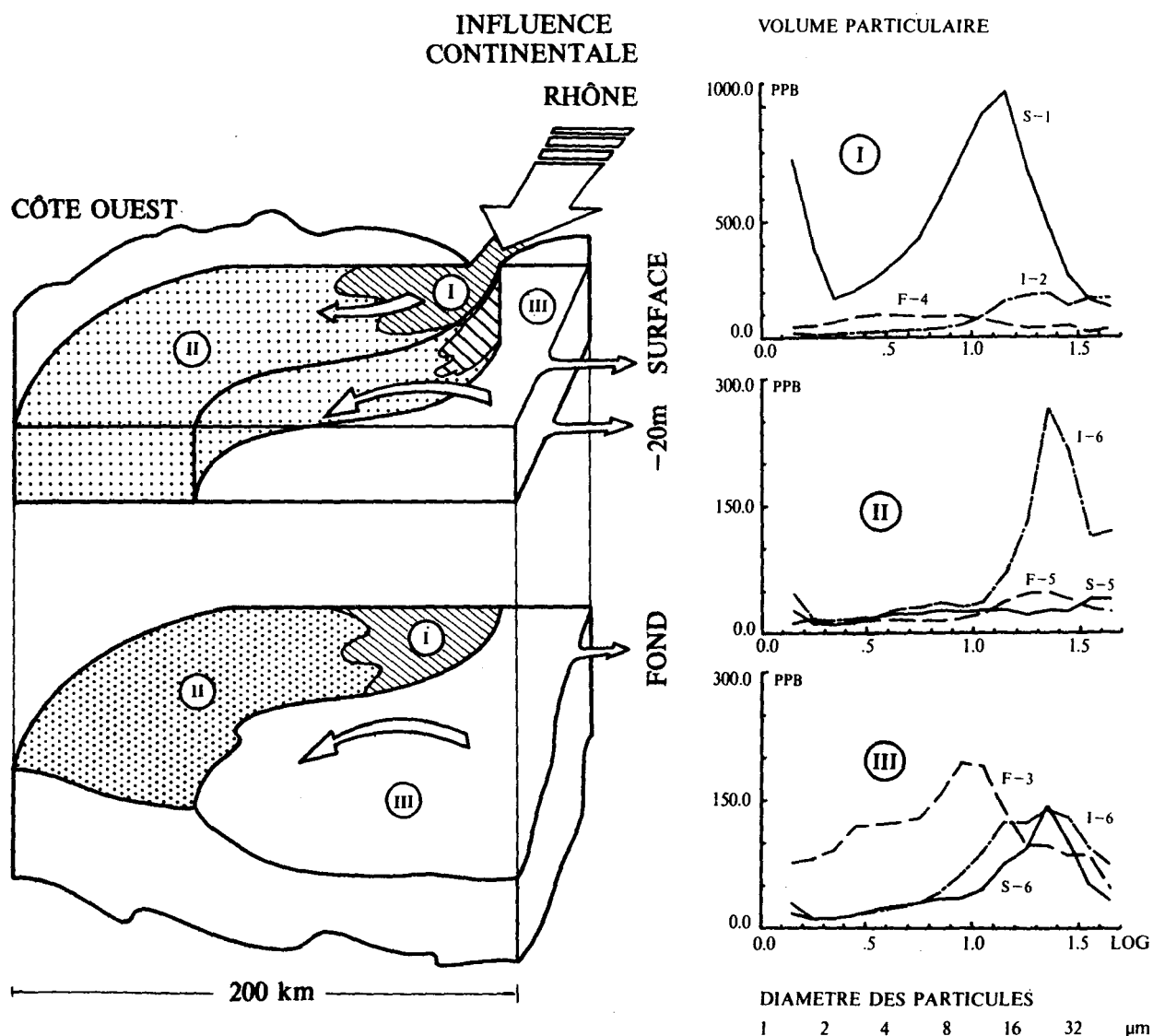


Figure II.61 : La salinité de surface mesurée du 22 juin au 5 juillet montre une dilution très rapide de l'eau du Rhône, tandis que l'on observe un front de forte salinité (37,5 %) au Sud-Ouest du débouché du Rhône, correspondant à une incursion d'eau du sud. On remarquera la coïncidence de cette zone avec celle de type 3 défini ci-dessus.

spectres particuliers caractéristiques des principales entités écologiques :

- zone primaire de dilution (I)
- effet secondaire sur le plateau continental (II)
- situation marine typique (III)



Représentation schématique du golfe du Lion obtenu à partir des données de la campagne EURHOGLI : caractérisation des masses d'eau (et donc de l'état du système) par leurs spectres particuliers.

Figure II.62 : Synthèse des résultats apportés dans les trois dimensions par l'analyse des spectres de taille des particules, durant la mission EURHOGLI, d'après Loeillet (1984).

II.5 CONCLUSION

Des résultats ont été obtenus à plusieurs niveaux, depuis la mise en forme et le traitement des données, jusqu'à leur interprétation :

1) Traitement des images satellitaires

Le premier travail fut la mise au point d'un logiciel de traitement des images du capteur CZCS (Coastal Zone Colour Scanner, embarqué sur le satellite NIMBUS-7 et mesurant la couleur de la mer). Le traitement comprend plusieurs phases équivalentes à celles déjà utilisées pour le capteur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer, utilisé dans l'infra-rouge thermique) : sélection de l'image sur bande magnétique, calibration des comptes numériques de l'image brute (transformation en température ou en réflectance), et redressement géométrique de l'image finale suivant une projection Lambert. De plus, le traitement des données CZCS a fait l'objet d'une étude spécifique et comprend 2 étapes supplémentaires, effectuées après la calibration : la correction de la décroissance de sensibilité du capteur avec le temps et la correction atmosphérique (ozone - diffusion de Rayleigh - aérosols).

Ce traitement permet l'interprétation des images ainsi, qu'éventuellement, l'application directe d'algorithmes d'extraction de la concentration en pigments chlorophylliens et de la charge turbide.

Le logiciel est maintenant opérationnel et permet une utilisation rapide d'images CZCS, disponibles à l'état brut sur bande magnétique.

2) Collecte des données météorologiques et hydrauliques

Une synthèse des données météorologiques fournies par la Météorologie Nationale (direction et force du vent, mesurées toutes les trois heures le plus près possible du débouché du Rhône) et de débit (mesuré quotidiennement à Beaucaire, par la Compagnie Nationale du Rhône), a été établie de 1979 à 1983 et fait apparaître des variations saisonnières régulières de débit entre l'été et l'hiver (de 1000 à 4000 m³/s environ) et des variations importantes de la fréquence, de la force et de la durée des coups de vent.

3) Analyse des images satellitaires

Le dépouillement de l'imagerie satellitaire utilisée regroupe plus de 120 thermographies AVHRR acquises entre 1979 et 1983, 8 images CZCS de la couleur de la mer, acquises pendant la campagne pluridisciplinaire EURHOGLI (Eutrophisation Rhône Golfe du Lion), effectuée du 22 juin au 18 juillet 1983, et enfin une vingtaine d'autres images CZCS, réparties sur les autres périodes de l'année.

Les images CZCS permettent de définir les gradients de la concentration en pigments chlorophylliens et de turbidité de manière synoptique sur de larges étendues, et de suivre leur évolution en fonction des paramètres météorologiques dominants.

L'apport des thermographies permet la classification en situations type de la nappe de dilution du Rhône délimitée thermiquement en fonction des conditions de vent et de débit. La surface concernée est très variable mais est sous la dépendance directe de la direction et de la force du vent qui dévie l'écoulement de surface d'environ 45° sur sa droite. D'autre part, il est possible d'affirmer que 6 heures environ suffisent à déterminer complètement une nouvelle orientation de la nappe sous l'effet d'un coup de vent. L'extension visible de la nappe au sud de l'embouchure varie de quelques dizaines à plus de cent kilomètres.

Durant la campagne EURHOGLI, aucune mesure optique précise de la réflectance spectrale issue de la surface de l'eau n'a pu être effectuée.

Ces mesures auraient permis, d'une part de déterminer des algorithmes spécifiques de détermination de la concentration absolue en pigments chlorophylliens, et d'autre part de comparer ces réflectances avec celles mesurées par le satellite dans les mêmes longueurs d'onde.

Le recalage quantitatif des images avec les mesures in-situ n'est donc pas réalisable, d'autant plus que les prélèvements n'ont pas été effectués en continu, mais sur des stations équidistantes de 5 ou 10 milles. De plus, la forte turbidité présente dans la partie nord du golfe du Lion constitue une gêne à la détermination optique précise de la concentration absolue en pigments.

La cartographie des teneurs relatives en pigments est par contre possible, même en zone côtière, et permet, en complément des observations thermiques, de mettre en évidence et de localiser une nappe pigmentaire

liée à la dilution du Rhône, et dont l'extension est également commandée par la force du vent. La présence de cette nappe est confirmée quantitativement par les mesures en mer de la campagne EURHOGLI, qui mettent également en évidence une bonne corrélation entre la teneur en pigments mesurée par satellite et la production primaire mesurée par incubation in-situ.

Ces observations ont permis de suivre l'extension vers le large de la nappe pigmentaire en fonction du Mistral, ainsi que le développement puis la disparition, par temps calme comme sous l'effet du brassage de la couche de surface par fort Mistral, d'une aire à très forte activité phytoplanctonique, localisée sur le pourtour de la nappe de dilution rhodanienne.

4) Apport des données de télédétection et des mesures en mer

La détermination relative de la turbidité par télédétection, obtenue simultanément à celle de la teneur relative en pigments, met en évidence les grands transports sédimentaires dans le golfe du Lion ainsi que les différentes zones d'influence du Rhône. Ces transports sont soumis à des variations saisonnières en fonction de la stratification, et à des variations quotidiennes rapides sous l'effet du vent qui accroît d'une part, le brassage de la couche superficielle et d'autre part, la remise en suspension à partir du fond, très importante devant toutes les côtes sableuses languedociennes. Ces sédiments sont ensuite repris par les courants côtiers et le flux rhodanien de surface pour être dispersés vers le large sur le plateau continental suivant un axe préférentiel d'écoulement dont l'extension, qui dépend de la vitesse du vent, est visible sur plus de 100 kilomètres par fort Mistral.

Le dépouillement des mesures en mer regroupe l'étude et la cartographie de 30 paramètres parmi lesquels cinq se révèlent directement utiles à l'interprétation des images satellitaires : la salinité, la concentration en chlorophylle a, le poids sestonique total, les spectres particuliers de taille des particules, et dans une moindre mesure, la température de surface.

En général, deux problèmes spécifiques se posent :

- l'emploi d'une stratégie d'échantillonnage mal adaptée, en relation avec l'objectif général de la mission, portant sur l'influence de l'eutrophisation dans le golfe du Lion,

- une difficulté méthodologique, due à l'interférence à peu près constante dans la zone prospectée entre zones riches en pigments et zones turbides, ces dernières faussant localement l'estimation relative des teneurs en pigments chlorophylliens par satellite.

D'une manière générale, la salinité se révèle être un traceur plus fidèle que le gradient de température de surface mesurée par satellite, parfois fortement modifié par les variations locales et rapides de l'ensoleillement. De plus, ce gradient est faible au printemps et en été, quand la température du Rhône est proche de celle de la mer. L'influence de la dessalure mesurée en mer est par contre perceptible à une plus grande distance de l'embouchure, qui varie, à débit constant, entre 15 et 50 km environ, principalement en fonction de l'intensité du brassage de la couche superficielle, sous l'effet de la force du vent. Les concentrations en chlorophylle-a mesurées en mer confirment et complètent les observations de télédétection à deux niveaux : d'une part, spatialement, en quantifiant localement ces dernières, et d'autre part temporellement, en mettant en évidence une décroissance très rapide des concentrations, parallèlement à la diminution de l'intensité de la nappe pigmentaire observée par CZCS. Malheureusement, il existe peu de mesures coïncidentes avec celles-ci dans la zone de dilution primaire (où les différences physico-chimiques sont les plus marquées), d'où une grande difficulté de recaler quantitativement les images et les mesures en mer.

Cependant, quand il existe une coïncidence spatio-temporelle entre une image et un nombre suffisamment élevé d'échantillons prélevés en mer, les résultats sont fort encourageants et permettent toujours de superposer qualitativement les phénomènes observés par les deux méthodes.

Au terme de cette étude, nous ferons quelques remarques. Nous pensons qu'il est nécessaire de poursuivre le travail sur deux points :

- la calibration précise des images en réflectances,
- l'influence, en zone côtière, de la turbidité sur la mise au point d'un algorithme spécifique de détermination du contenu chlorophyllien, comme cela a déjà été fait en d'autres régions.

Il conviendrait pour cela, dans un premier temps, de prévoir des missions spécifiquement axées sur la prospection rapide des eaux de surface avec un appareillage embarqué permettant des mesures en continu de quelques paramètres (température, turbidité, chlorophylle-a, salinité), en même temps que des mesures optiques in situ de la réflectance de la mer. Il serait alors possible, à partir d'une cartographie quantitative établie sur une petite zone, d'obtenir par extrapolation des résultats, des images satellitaires fiables à grande échelle.

TROISIEME PARTIE

OBSERVATION DES ZONES DE PRODUCTION

EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE

EN RELATION AVEC LES PHENOMENES HYDROLOGIQUES MAJEURS

3.1 INTRODUCTION

La productivité des océans est en grande partie dépendante du recyclage des sels nutritifs, qui, dispersés sur toute l'épaisseur d'eau, ne sont pas toujours disponibles en surface, où ils peuvent être assimilés par le phytoplancton.

Ce recyclage est étroitement tributaire des processus de mélange, donc de l'énergie externe apportée à la surface de la mer.

En Méditerranée, mer oligotrophe, ces processus sont rares comparativement aux autres mers, et leur connaissance est d'autant plus utile pour déterminer en partie le potentiel de production d'une région.

Après avoir étudié l'effet positif sur la productivité de l'influence rhodanienne, nous allons maintenant examiner successivement les variations de la production primaire parfois associées aux upwellings côtiers, ainsi que celles, plus intenses, liées aux importantes remontées d'eau hivernales dans le golfe du Lion. Nous examinerons également la répartition de la biomasse algale dans cette même zone, à grande échelle, et ses variations saisonnières.

3.2 LES UPWELLINGS COTIERS DANS LE GOLFE DU LION

3.2.1 Description à partir des données de télédétection

Le golfe du Lion est le siège de nombreuses remontées d'eau, dont les plus fréquentes sont les upwellings côtiers, déjà souvent observés et décrits à travers les images satellitaires (Millot, 1981 ; Millot, Wald, 1981 ; Caraux, Millot, Jacques, 1984). L'occurrence et l'importance de ces remontées sont liées à l'intensité des vents qui soufflent fréquemment dans cette région (figure 3.1).

Les images de la couleur de la mer apportent des informations supplémentaires sur l'étendue et la forme des aires d'upwelling. Ces derniers se déclenchent principalement sur les côtes sableuses du Languedoc, où l'eau de surface, poussée vers le large, est de surcroît chargée en particules minérales provenant de la remise en suspension des

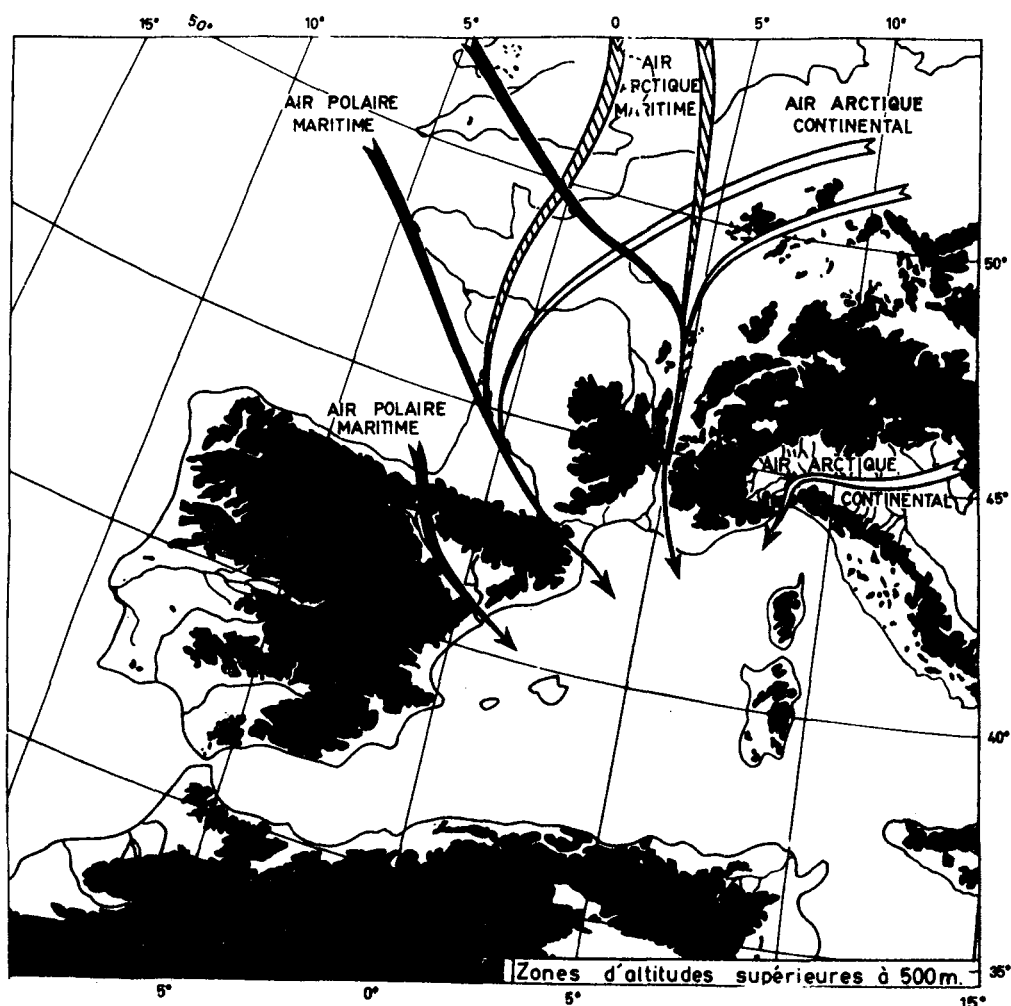


Figure 3.1 : Principales trajectoires de pénétration de masses d'air froid sur le Nord du bassin Méditerranéen, d'après Orioux (in Gascard, 1977).

sédiments côtiers. Le 15 juillet 1981, plusieurs upwellings sont visibles sur la thermographie AVHRR (figure 3.2) alors que le Mistral souffle depuis plusieurs jours. On distingue cinq upwellings entre Marseille et cap Leucate. Le plus important, généralement le premier à se déclencher, est celui situé au Sud du cap d'Agde. Cela pour deux raisons : d'une part à cause de la faible profondeur du plateau dans toute cette zone et, surtout car cette dernière est soumise à la fois au Mistral et à la Tramontane. L'upwelling de Cassis est par contre le dernier à se déclencher (il n'est pas encore visible sur la thermographie) à cause des grands fonds présents devant cette côte rocheuse. Il est par contre très important par son débit qui lui confère une grande inertie, et il n'est pas rare de le voir encore sur les thermographies, longtemps après l'arrêt du Mistral (figure 3.3).

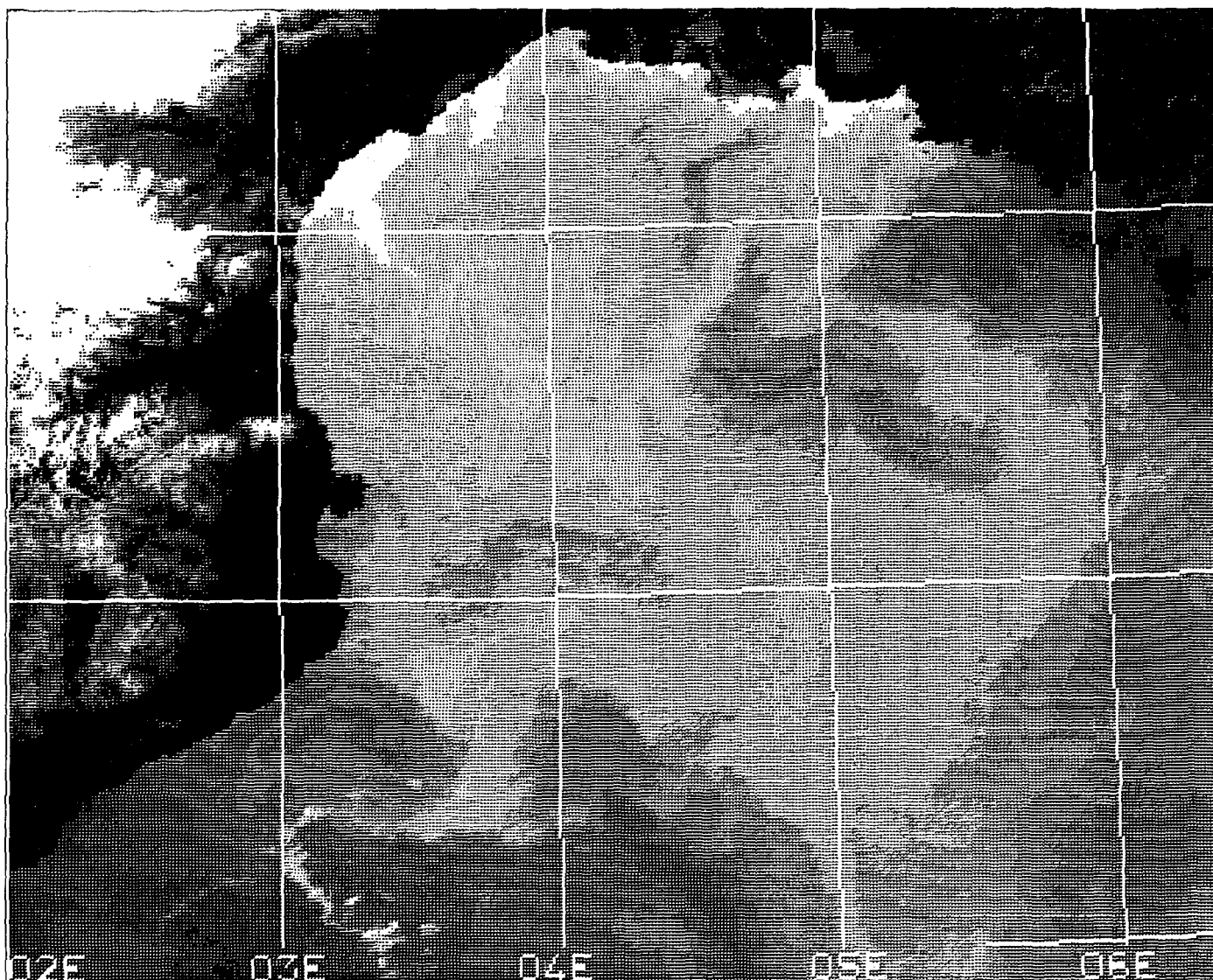


Figure 3.2 : Thermographie AVHRR du 15 juillet 1981. On remarque l'importante extension vers le large de l'upwelling du Cap d'Agde, dont l'eau froide apparaît en blanc.

L'imagerie CZCS permet également, à partir des mesures du canal 3 (550 nm), de suivre la signature turbide de plusieurs des upwellings situés devant les côtes sableuses, comme celui du cap d'Agde. Le 15 juillet, il est visible sur plus de 40 km vers le large (figure 3.4), soit aussi loin que la signature thermique associée. Le lendemain, alors que cette dernière est beaucoup plus diffuse (figure 3.5), sa trace turbide est encore visible sur l'image CZCS jusqu'au Sud du 43ème parallèle (figure 3.6). Cependant, la température de surface permet de délimiter la durée et l'extension des

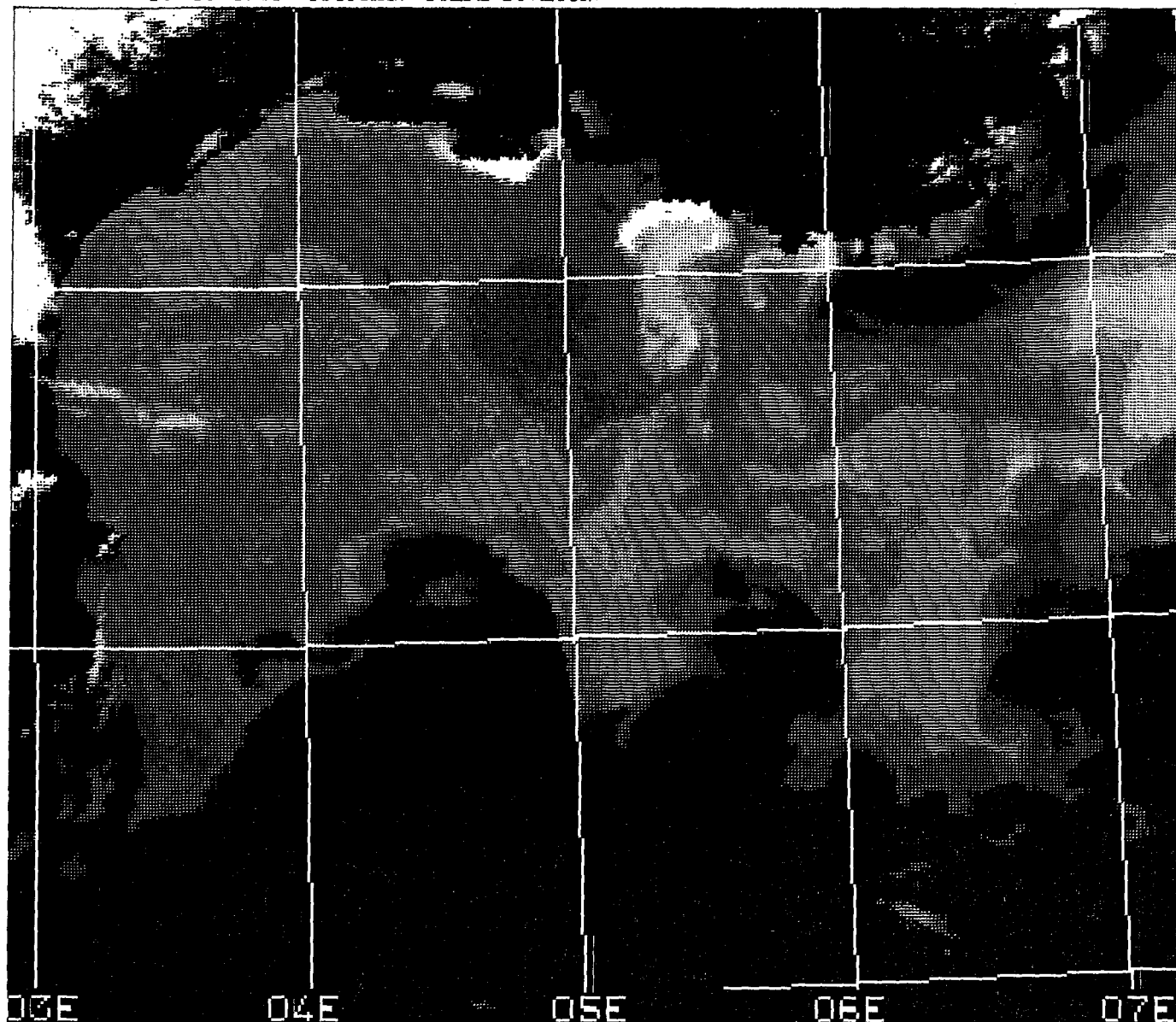


Figure 3.3 : Thermographie AVHRR du 17 octobre 1981. On remarque l'important upwelling de Cassis (en blanc), toujours en activité plusieurs jours après l'arrêt du Mistral, à cause de l'inertie due à son débit important. Tous les autres upwellings, plus vite déclenchés mais de moindre importance, sont complètement "éteints".

upwellings de manière plus universelle qu'à partir de la charge turbide qui leur est associée dans certaines conditions, mais qui peut aussi provenir de courants côtiers de nature différente (même s'ils sont induits également par le vent). C'est pourquoi seul l'upwelling du cap d'Agde, dans le golfe du Lion, est nettement différenciable par sa trace turbide.

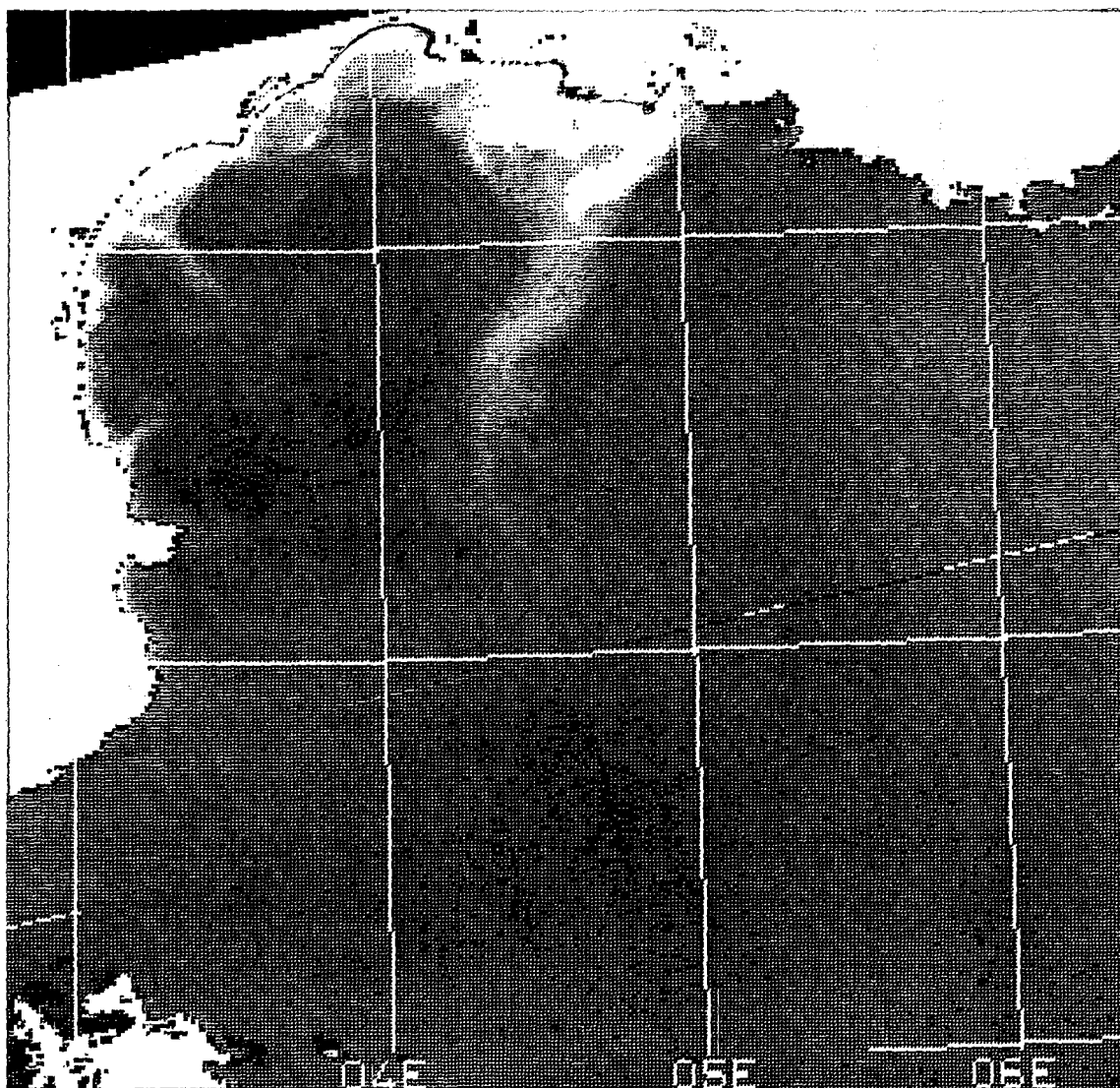


Figure 3.4 : Concentrations relatives en seston du 15 juillet 1981, à partir du canal 3 du capteur CZCS. Outre l'important panache du Rhône qui s'étend largement sous l'influence du Mistral, on distingue la trace turbide associée à l'upwelling du Cap d'Agde.

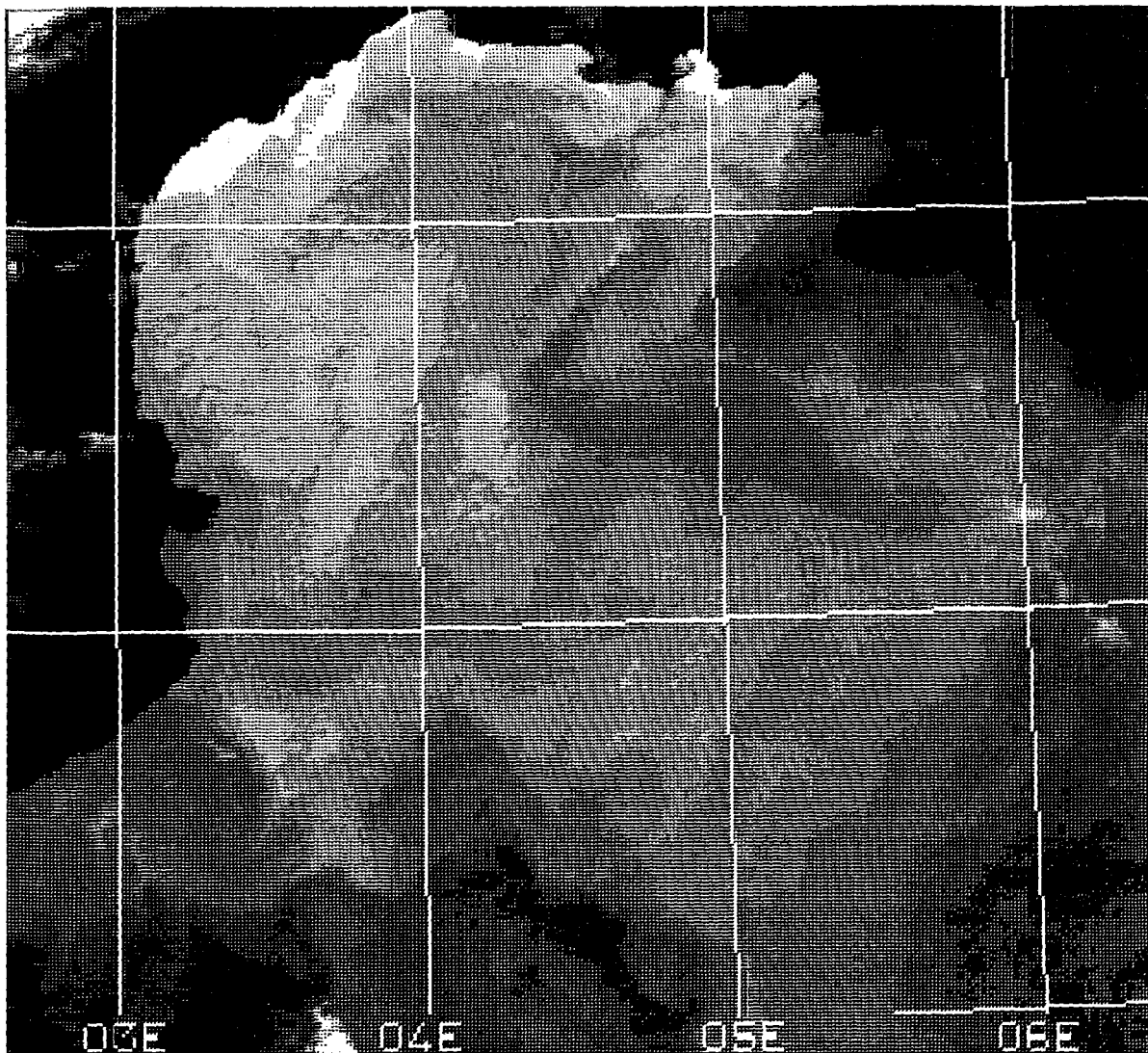


Figure 3.5 : Thermographie AVHRR du 16 juillet 1981. La signature thermique de l'upwelling du Cap d'Agde est moins étendue que la veille.

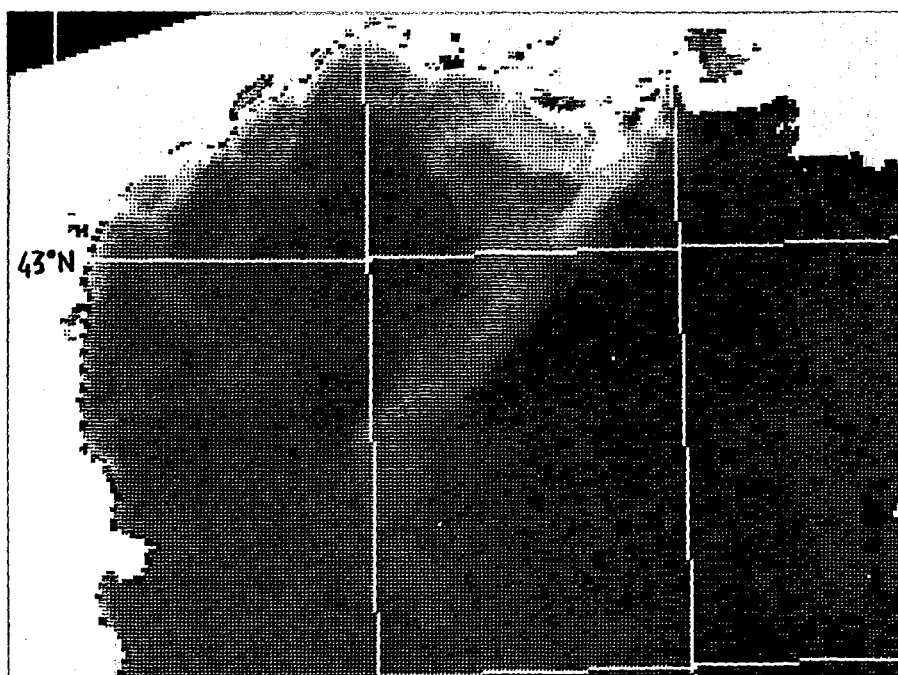


Figure 3.6 : Image CZCS du 16 octobre 1981 (canal 3). On distingue la moindre signature turbide de l'upwelling du Cap d'Agde, en accord avec sa signature thermique du même jour.

3.2.2 Production associée

Si la production associée aux upwellings paraît généralement faible en raison de la brièveté des phénomènes de remontée dans le temps, les teneurs en sels nutritifs et notamment en phosphate peuvent augmenter temporairement de manière importante dans les eaux côtières superficielles du golfe du Lion (Minas, 1968).

Dans le golfe du Lion, la majorité des upwellings côtiers apparaissent au-dessus de zones peu profondes et sableuses où la turbidité est souvent très forte du fait de la turbulence. Ceci entraîne que si une augmentation conséquente de la biomasse végétale a lieu aux alentours de l'upwelling, il est à peu près impossible de la mettre en évidence par télédétection, la diffusion des particules minérales en suspension masquant l'absorption du

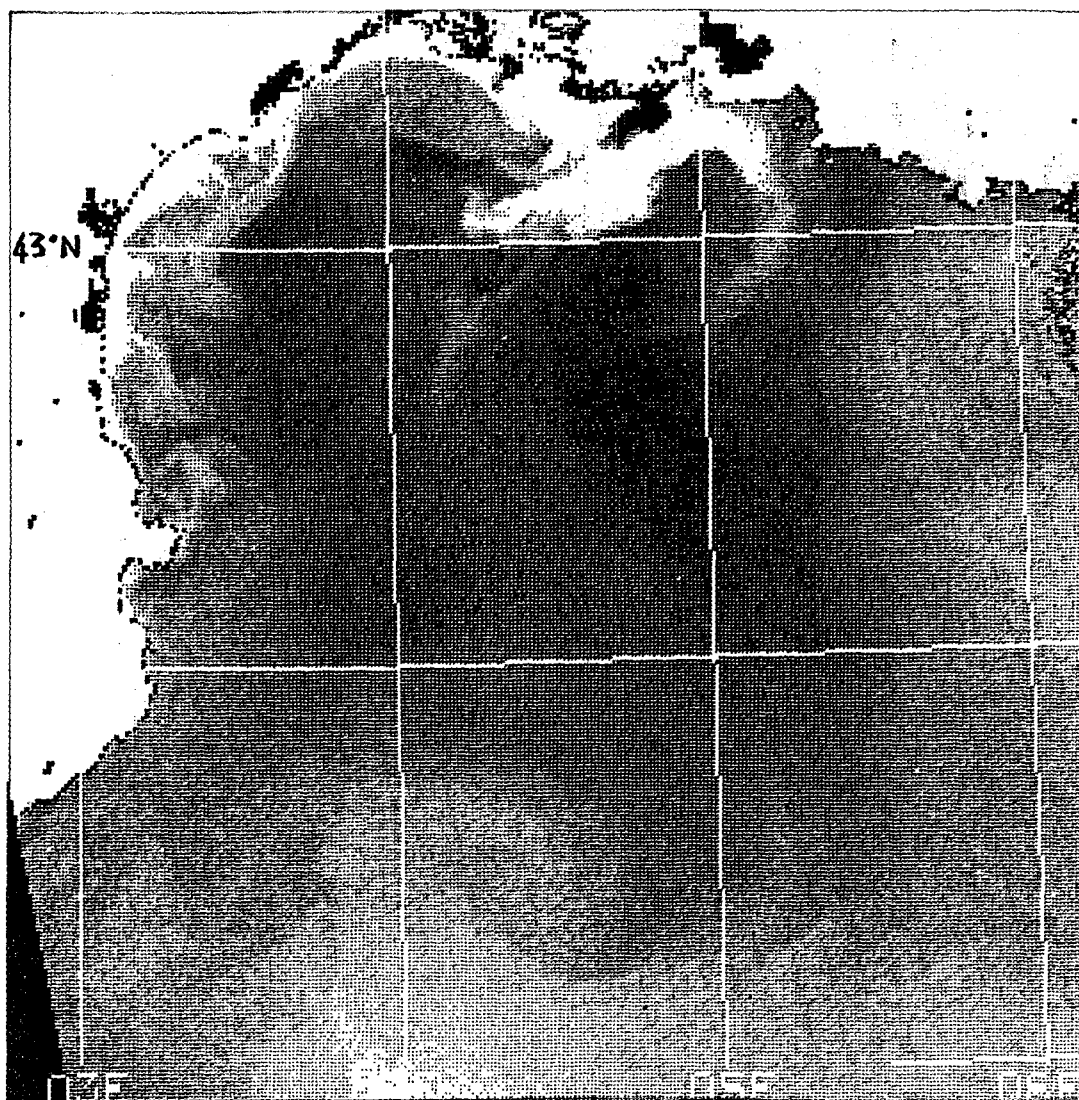


Figure 3.7 : Image CZCS des concentrations relatives en pigments chlorophylliens du 30 septembre 1981. Grâce à l'absence de turbidité dans cette zone, on distingue, à l'emplacement de l'upwelling de Cassis, qui fonctionne depuis plusieurs jours, un enrichissement en pigments chlorophylliens faible mais perceptible (zone sombre), visible jusqu'au-delà du 43ème parallèle.

signal par la chlorophylle, bien que ces deux substances, rappelons-le, aient une action inverse sur la réflectance mesurée par le satellite.

Cependant, il est parfois possible de discerner la présence plus importante de phytoplancton liée à l'upwelling de Cassis, dont les eaux sont par contre parfaitement claires, grâce à la nature rocheuse de la côte. Le 30 septembre 1981, le Mistral souffle depuis plus de 48 heures à une vitesse moyenne d'environ 10 m/s. Une image CZCS de ce jour (figure 3.7) permet de montrer un enrichissement perceptible en pigments chlorophylliens d'une zone qui s'étend sur environ 25 milles vers le Sud, et qui correspond à l'extension de l'upwelling, visible aussi bien sur la thermographie NIMBUS-7 (figure 3.8a), que sur celle du satellite NOAA-7, acquise seulement deux heures plus tard (figure 3.8b). On remarquera que bien que de moindre qualité et malgré sa plus faible résolution ($0,5^{\circ}\text{C}$ au lieu de $0,13^{\circ}\text{C}$ pour le capteur AVHRR), le canal thermique de CZCS permet de mettre en évidence la plupart des structures visibles sur la thermographie NOAA-7, car le contraste thermique en cette saison est très important.

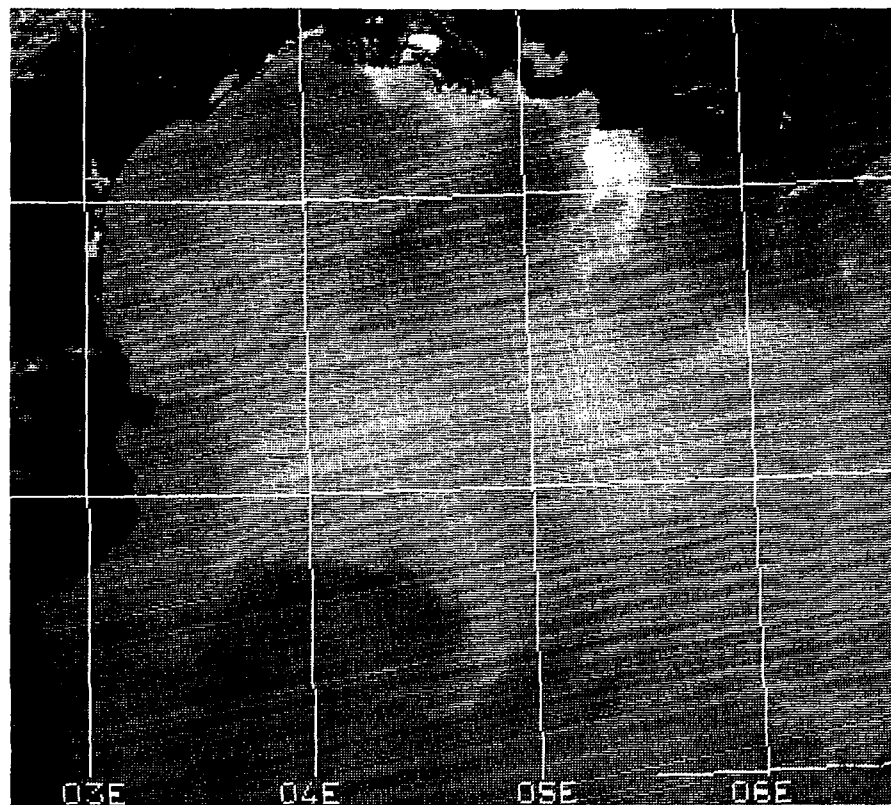
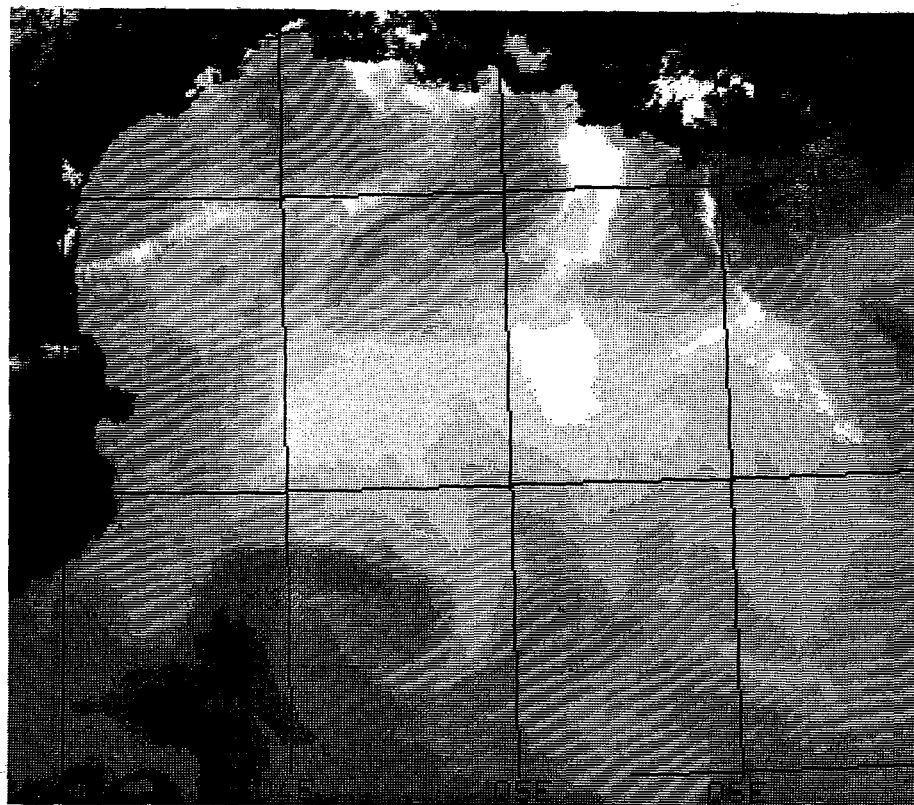
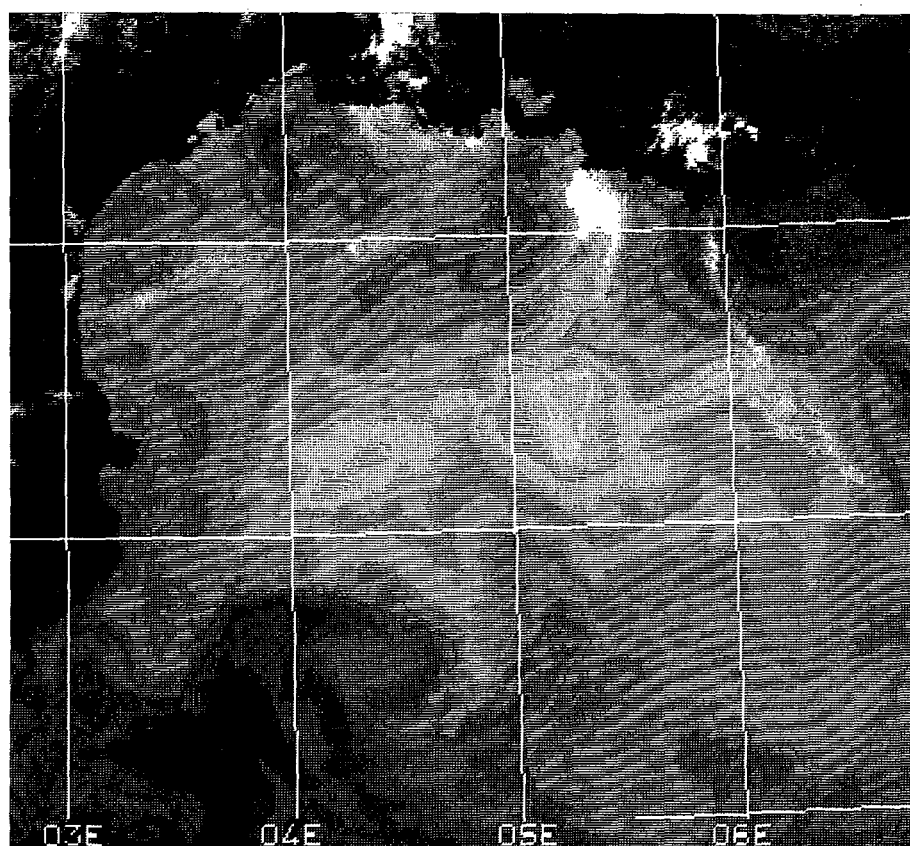


Figure 3.8 : Thermographie issue du canal 6 de CZCS (a, hautes températures en noir) et du capteur AVHRR du satellite Tiros-N (b et c). Cette dernière image est codée sur $0,2^{\circ}\text{C}$ et représentée en noir et blanc avec 8 niveaux de gris successifs (b) puis avec les mêmes 8 teintes de gris réparties sur 24 niveaux (c) afin de mieux visualiser les isothermes. L'upwelling de Cassis apparaît en blanc et sa température de surface est d'environ 4°C plus froide que celle de l'eau avoisinante. On constate que l'extension du développement phytoplanctonique correspond bien à la zone de remontée décelée précédemment (figure 3.7).

b



c



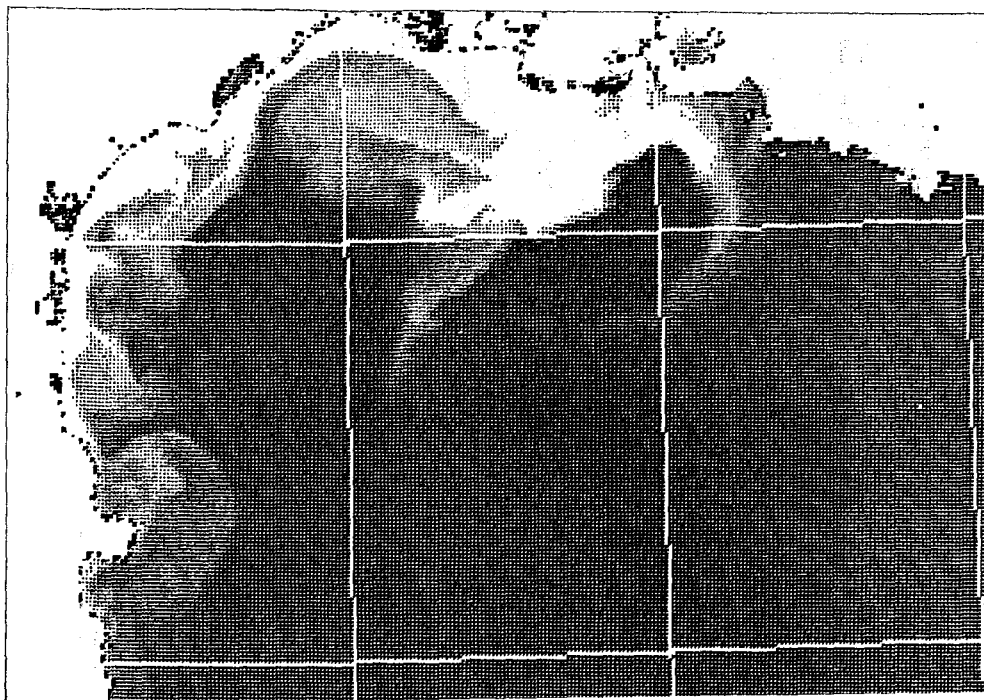


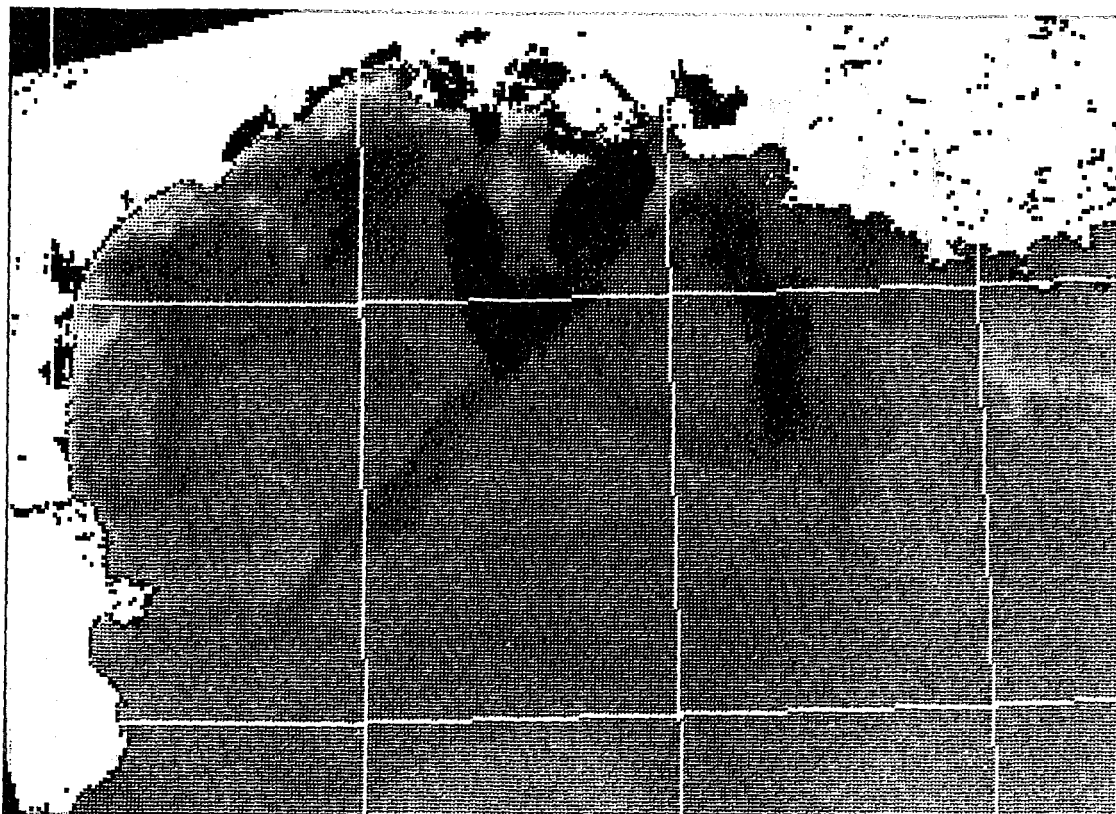
Figure 3.9 : Image CZCS (canal 3) montrant l'importante remise en suspension des sédiments côtiers qui empêchent l'observation d'un éventuel enrichissement lié aux upwellings du Languedoc.

Les autres zones du golfe du Lion habituellement sources d'upwellings, donc affectées par des remontées d'eau froide, sont aussi le siège d'une forte turbulence, comme le montre l'image CZCS de la teneur relative en particules en suspension (figure 3.9).

Une image acquise deux semaines plus tard, le 16 octobre 1981, montre par contre la présence de phytoplancton (zones sombres) sur trois zones d'upwelling : au sud du cap d'Agde et du golfe d'Aigues Mortes, ainsi qu'au large de Marseille (figure 3.10a). L'extension des eaux côtières turbides (figure 3.10b) est en effet moindre que le 30 septembre (le Mistral souffle depuis 24 heures seulement), et permet cette fois de distinguer une sensible augmentation en chlorophylle de ces zones par rapport à l'eau du large. Les zones de plus forte concentration au centre du golfe sont vraisemblablement liées uniquement à la présence du Grand et du Petit Rhône. On constate cependant qu'elles sont, dans tous les cas observés, le siège d'une production végétale nettement plus forte que celle liée aux upwellings, toujours plus ténue.

La thermographie obtenue par le satellite NOAA-7 trois heures après le passage de NIMBUS-7 permet de voir la présence de l'upwelling de Cassis ainsi qu'une frange d'eau plus froide correspondant au début de la formation des upwellings du Nord du golfe du Lion.

a



b

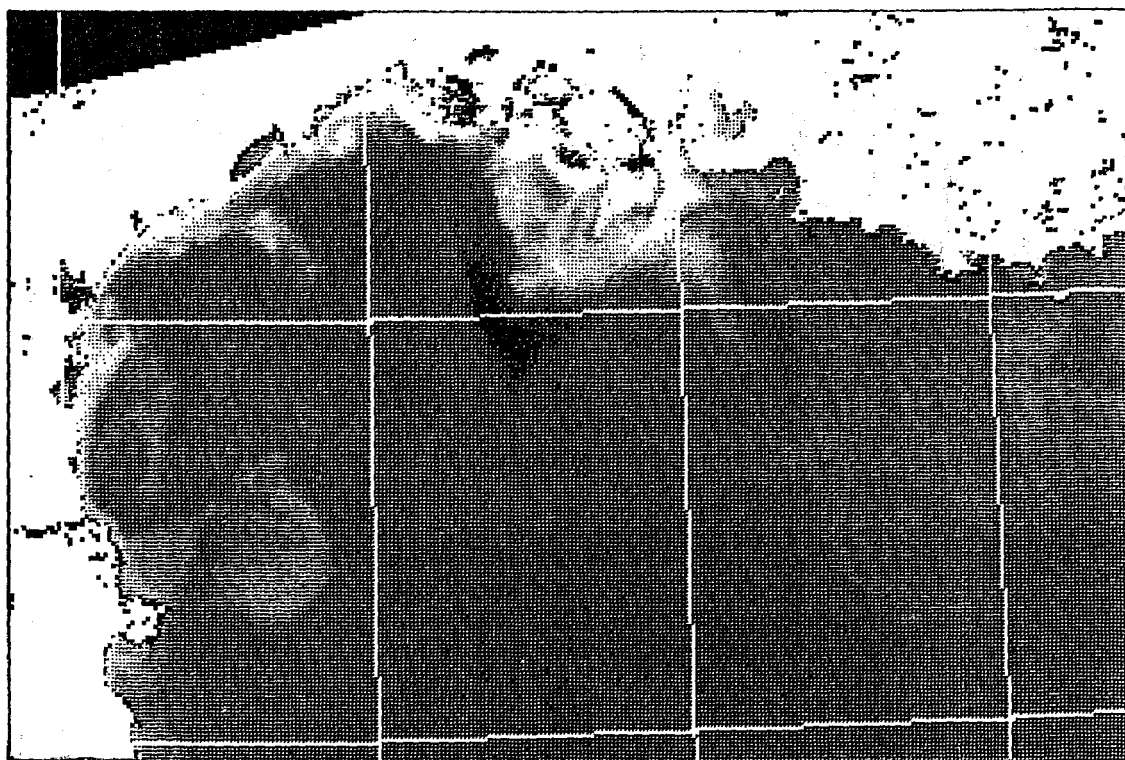


Figure 3.10 : Sur cette image CZCS du 16 octobre 1981, on peut distinguer, au Nord du 43ème parallèle, trois zones plus sombres, riches en pigments chlorophylliens (a). Cet effet peut être dû à l'enrichissement provoqué par le Mistral qui a soufflé trois jours auparavant. La distinction de cette zone plus riche est rendue possible par la faible turbidité résiduelle (b), grâce à l'absence de vent durant 48 h.

En règle générale, on constate que près des côtes, la corrélation température-chlorophylle est très peu marquée. La confrontation des deux types de données se révèle alors riche car non redondante. Nous verrons par contre qu'au large, cette confrontation atteste des différences des grandes masses d'eau.

3.3 PRODUCTION HIVERNALE ASSOCIEE AUX FORMATIONS D'EAU PROFONDE

3.3.1 Description du phénomène de formation d'eau profonde

L'imagerie visible permet de mettre en évidence précisément, au milieu de l'hiver, d'importants mouvements de remontées d'eau, au large du golfe du Lion, dans la zone déjà prospectée lors des campagnes MEDOC (1969 à 1975).

Cette zone est le siège de la formation de la plus grande partie de l'eau profonde méditerranéenne, à partir des eaux superficielle et intermédiaire, suivant un processus dynamique en trois phases décrit par Gascard (1973, 1977, 1978) et que nous exposons dans ses grandes lignes.

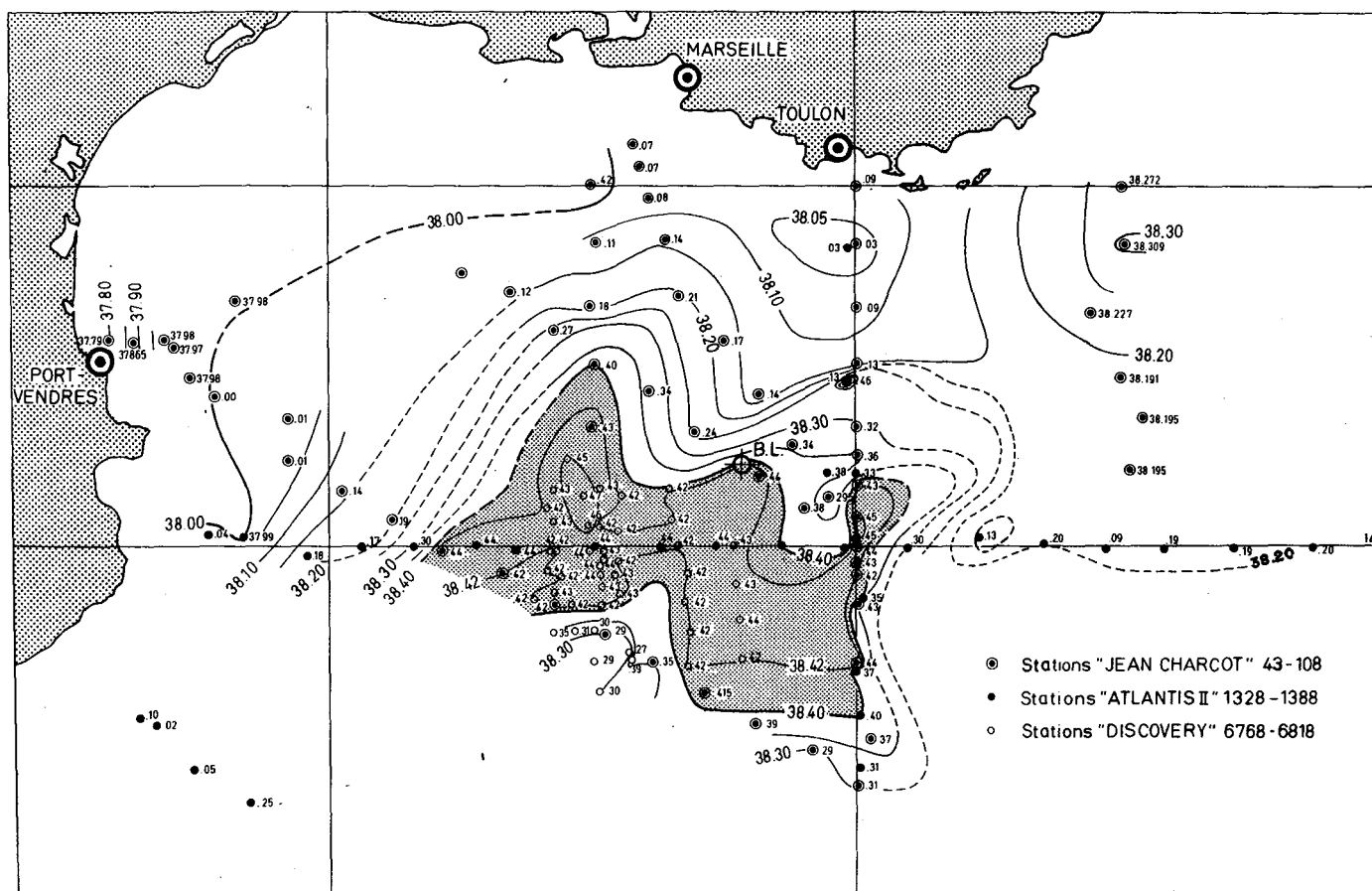


Figure 3.11 : Isohalines de surface mesurées du 15 au 28 février 1969 lors de la mission MEDOC 69 (d'après Tchernia et Fieux, 1971, in Gascard, 1977). L'aire en grisé marque l'extension des masses d'eaux denses.

Le bilan hydrique négatif de la Méditerranée, combiné, durant l'été, à une importante évaporation, est responsable d'un accroissement de la salinité de l'eau de surface (d'origine atlantique). La densité de l'eau varie peu car, simultanément, la température augmente fortement. En hiver, le refroidissement rapide de l'eau de surface sous l'action de l'évaporation liée aux vents froids et secs de secteur nord, provoque une augmentation de la densité de l'eau de surface : c'est la première phase du processus de formation des eaux profondes, dite phase de "préconditionnement". L'eau de surface atteint une densité critique et plonge, en induisant un mélange vertical turbulent. Progressivement, une couche mélangée homogène apparaît sous la surface, et son épaisseur augmente avec le temps.

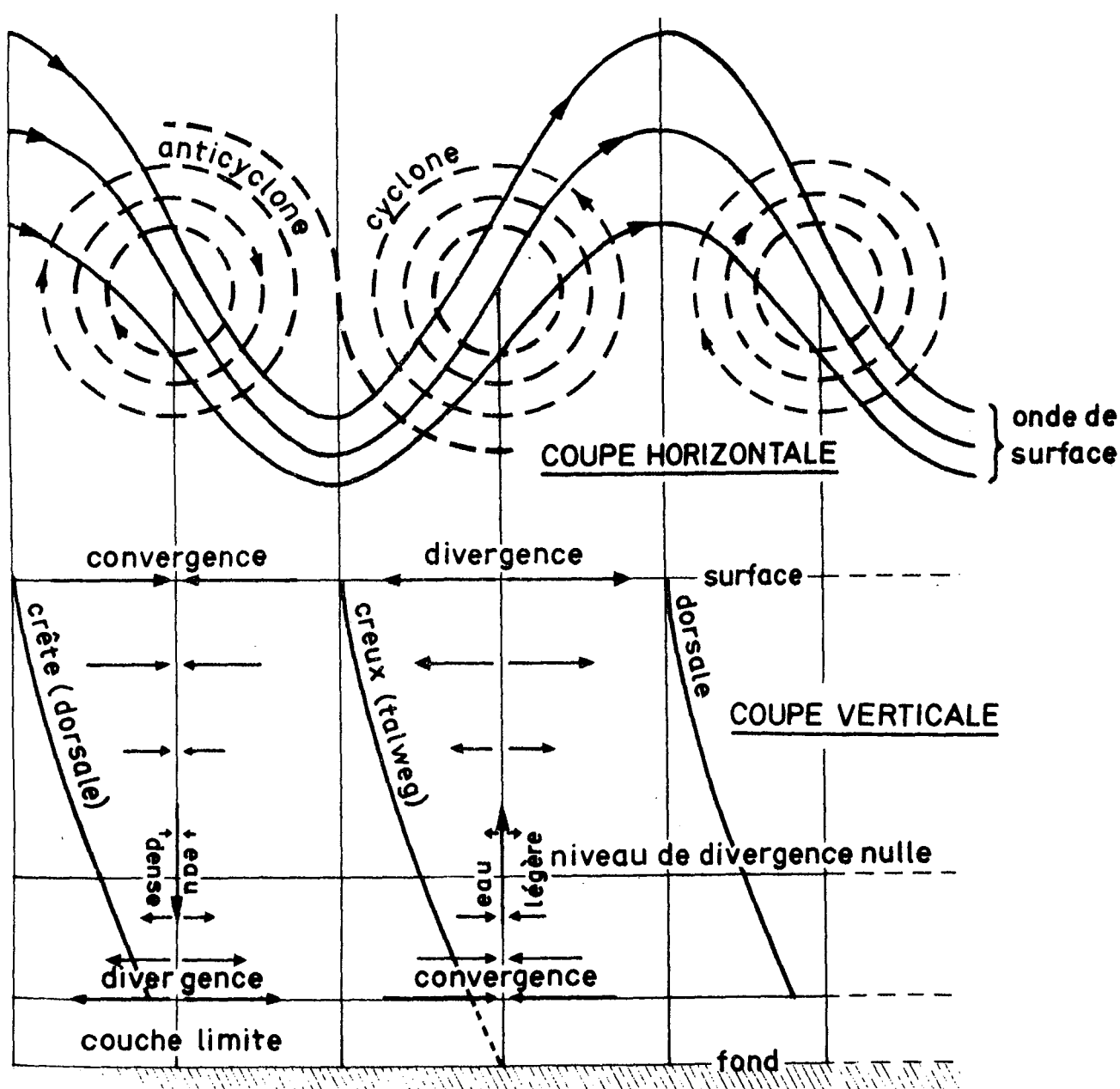


Figure 3.12 : Schématisation de la structure horizontale et verticale des mécanismes liés à l'instabilité barocline. D'après Gascard, 1977.

Le processus se poursuit par la phase d'"instabilité barocline" qui accroît considérablement l'efficacité du mélange, à la fois horizontalement et verticalement. Elle se traduit d'une part par l'extension horizontale de la couche superficielle homogène grâce au mélange par advection qui se produit à la périphérie, et par l'apparition ou le renforcement de la couche de minimum thermique au dessus de l'eau intermédiaire dans la zone périphérique stratifiée. On décèle alors des méandres dans la circulation cyclonique des couches de surface, et des perturbations de la trajectoire des trois couches stratifiées autour d'un vortex central et homogène d'un rayon d'environ 30 milles nautiques et centré à 42°N et 5°E (figure 3.11). Il est possible, en théorie, que plus de huit méandres puissent apparaître simultanément autour du vortex. Ces méandres sont accompagnés par une remontée d'eau intermédiaire, sensiblement plus chaude et plus salée, compensée par la plongée des eaux superficielles denses, avec des vitesses d'environ 1 mm/s. Ces mouvements verticaux associés à la perturbation entraînent la formation de tourbillons, homogènes verticalement, cycloniques et anticycloniques, de 10 km de diamètre, couplés et distants de 20 km, soit la moitié de la longueur d'onde de la perturbation. Ces

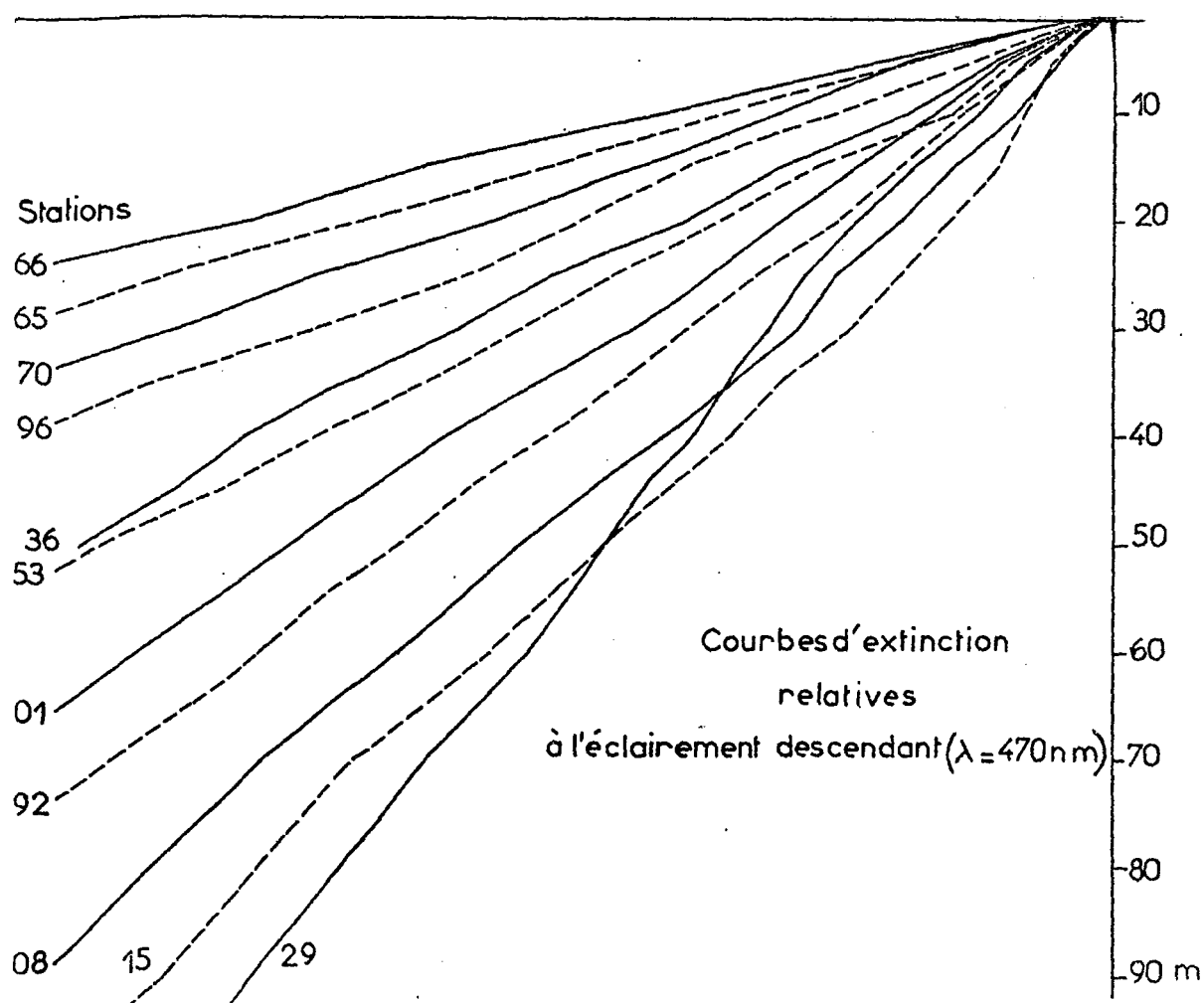


Figure 3.13 : Courbes d'extinction relatives à l'éclairement descendant ($\lambda = 470 \text{ nm}$) mesurées pendant la campagne MEDIPROD I. Les stations 92, 08, 15 et 29 sont celles où a été trouvée l'eau la plus claire, appartenant à la catégorie IB (classification de Jerlov). In Boutler, 1970.

tourbillons sont caractéristiques du phénomène d'instabilité barocline (figure 3.12). Par ascendance dans les tourbillons cycloniques, l'eau intermédiaire se mélange à l'eau superficielle d'hiver. A l'issue de ce second stade, on aboutit à un mélange parfait, entre 0 et 500 mètres, des eaux superficielle et intermédiaire, avec disparition de la veine d'eau intermédiaire chaude et salée.

Dans la troisième phase, l'eau mélangée précédente se mêle à l'eau profonde ancienne pour former de nouvelles eaux profondes selon deux modes. La formation par le premier mode (advectif) est analogue à la 2ème phase, l'eau profonde ancienne jouant le rôle de l'eau intermédiaire. On aboutit alors à la formation d'une couche homogène entre la surface et le fond. Le 2ème mode (convectif) est dû au déclenchement par le Mistral d'ondes internes de très grande amplitude (1000 m), qui peuvent déferler et entraîner une convection profonde. Lorsque la stratification est faible, l'action du vent peut alors être très efficace. De cette manière, le Mistral peut précipiter brutalement vers le fond des eaux de surface déjà très denses, rapidement alourdies par refroidissement et évaporation. Ce phénomène induit des vitesses verticales atteignant 10 cm/s et concerne des aires très limitées pendant des laps de temps très courts.

Il est important de noter qu'une couche de mélange profond ne peut s'établir par processus de mélange convectif (second mode) que là où l'instabilité barocline a réussi à réduire préalablement la stratification par mélange advectif (2ème phase).

Ainsi, dans cette région, la formation des eaux profondes se produit tous les hivers. Suivant la nature de l'hiver, doux ou rigoureux, un équilibre différent s'établit entre les deux modes de formation. Toutefois, les variations annuelles apparaissent peu et l'on observe en moyenne une remarquable constance des caractéristiques des eaux profondes méditerranéennes.

L'eau intermédiaire remontant dans les tourbillons cycloniques est plus chaude que celle habituellement présente en surface, d'environ 0,3°C, et riche en sels nutritifs, notamment en phosphore, ce qui permet par la suite un démarrage rapide du développement phytoplanctonique.

Une caractéristique très utile en télédétection de ces eaux intermédiaires, est qu'elles sont presque dépourvues de cellules phytoplanctoniques vivantes, et donc de chlorophylle, en raison même de

leur profondeur d'origine, plus de 1000 mètres, où la photosynthèse n'est pas réalisable. Ces eaux sont alors très claires et très bleues, et se différencient optiquement de l'eau de surface que l'on trouve habituellement au large. Dans ces eaux, ont été mesurées les plus grandes transparences optiques décelées en Méditerranée, au cours de la première partie de la campagne MEDIPROD I, en avril 1969 (Boutler, 1970, figure 3.13). La figure 3.14 représente la diversité optique des eaux rencontrées, suivant la classification de Jerlov (1976). Les eaux les plus claires se trouvent dans la partie sud du golfe du Lion (eau océanique du type IB), aux stations 15 et 29.

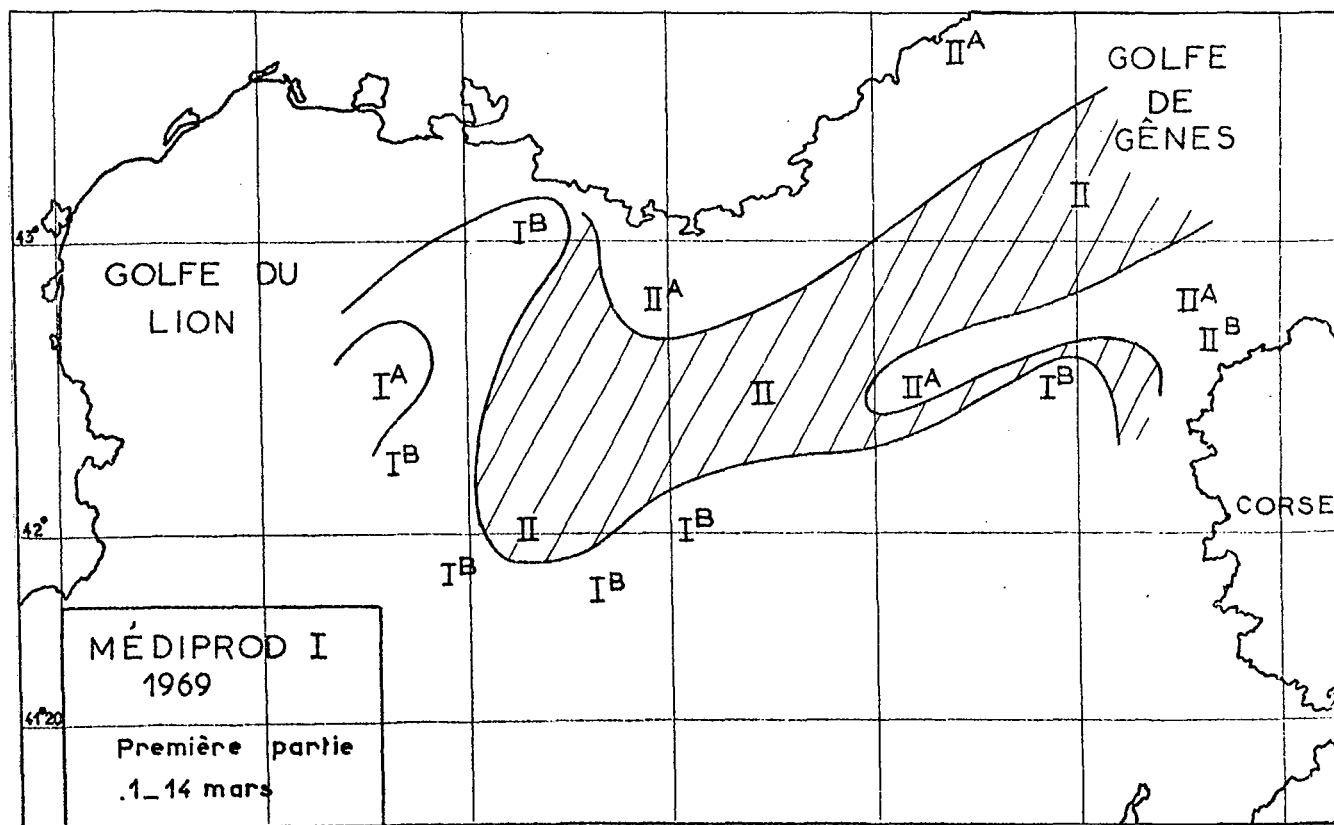


Figure 3.14 : Répartition géographique des coefficients d'extinction de l'éclairement descendant. La catégorie d'eau IB (classification de Jerlov), observée vers 42°N et 5 à 6°E, correspond à l'eau la plus claire observée durant la campagne, In Boutler, 1970.

3.3.2 Observations satellitaires de ces zones de formation

L'absorption de la chlorophylle, dont la concentration est très variable en fonction de l'origine de l'eau, est très faible pour les eaux claires intermédiaires. En conséquence, la réflectance de celles-ci, mesurée par CZCS, est supérieure à celle de l'eau superficielle et s'approche de celle de l'eau de mer pure, dont la réflectance spectrale augmente vers les courtes longueurs d'onde.

Une dizaine de scènes CZCS hivernales (1981 et 1982) montrent la présence dans la zone MEDOC, d'une zone à forte réflectance dans le canal 440 nm (CZCS-1). Par contre, cette zone n'est absolument pas différenciée dans les plus hautes longueurs d'onde, 520 et 550 nm notamment. Elle correspond à de l'eau optiquement très claire, de concentration en pigments chlorophylliens nulle ou extrêmement faible.

Une représentation typique de cette situation est donnée par l'image CZCS du 1er février 1981 à 11 heures (figure 3.15). Cette zone claire est délimitée par un front extrêmement marqué, surtout dans sa partie sud. Ce front a une forme très tourmentée et est animé de nombreux tourbillons, dont plusieurs ont un diamètre d'environ 10 km. La zone claire n'est pas homogène et peut indiquer soit le brassage des premières centaines de mètres (phases 1 et 2), soit des remontées d'eau intermédiaire dans les tourbillons cycloniques (2ème phase). Ces derniers sont alors les points de plus forte réflectance (points "source").

Une thermographie AVHRR du même jour, obtenue par le satellite NOAA6 à 19 heures, montre, après examen attentif, une aire d'eau très légèrement plus chaude que l'eau avoisinante du large, correspondant à cette zone claire (figure 3.16). L'écart thermique est très faible et n'excède pas 0,2 à 0,4 °C, en accord avec les mesures effectuées pendant les campagnes MEDOC en février - mars. A cette époque, en effet, la température de la couche superficielle est de 12,5 à 12,7°C tandis que celle de la couche mélangée (dont provient l'eau claire observée par CZCS) est de 12,9 à 13,2°C.

Un classement supervisé des données combinées visible-thermique permet d'étudier la corrélation entre ces deux images et de définir précisément cette zone à la fois plus chaude et plus claire. Les deux images (visible et thermique) ont été préalablement rectifiées suivant une même projection, et sont entièrement superposables. La taille des pixels des deux images (respectivement de 0,8 et 1 km au nadir) est ramenée uniformément à un kilomètre.

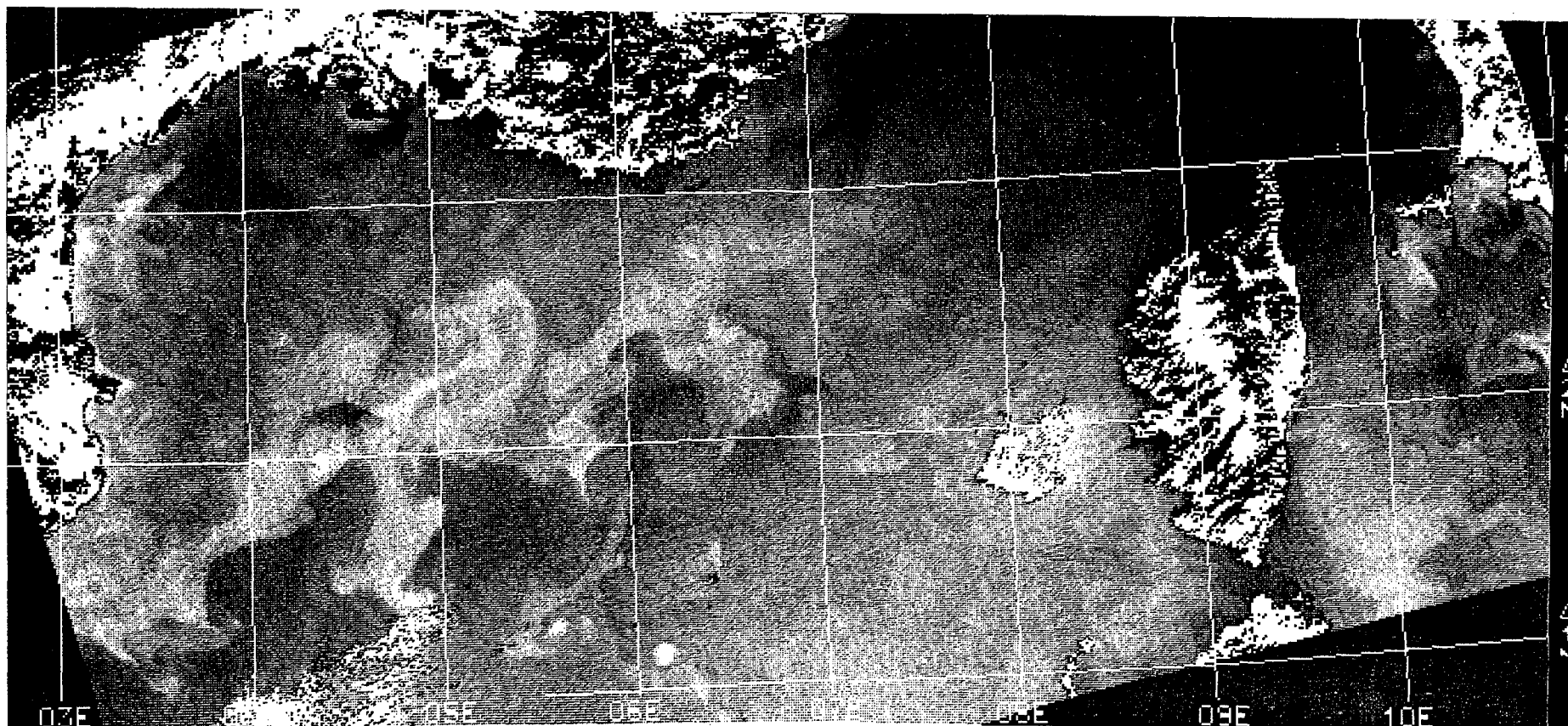


Figure 3.14 : Situation superficielle au 1er février 1981 vue par le biais du canal 1 de CZCS (440 nm). Elle montre l'extension de l'aire de remontée de l'eau méditerranéenne intermédiaire, lors du début de la formation des eaux profondes. Ces eaux limpides apparaissent en clair, en raison de leur pauvreté particulière en pigments chlorophylliens qui les rend moins absorbantes à la lumière du soleil, donc moins sombres. L'eau côtière turbide qui s'étend des côtes du Languedoc jusqu'en Espagne apparaît également plus claire car diffusante.

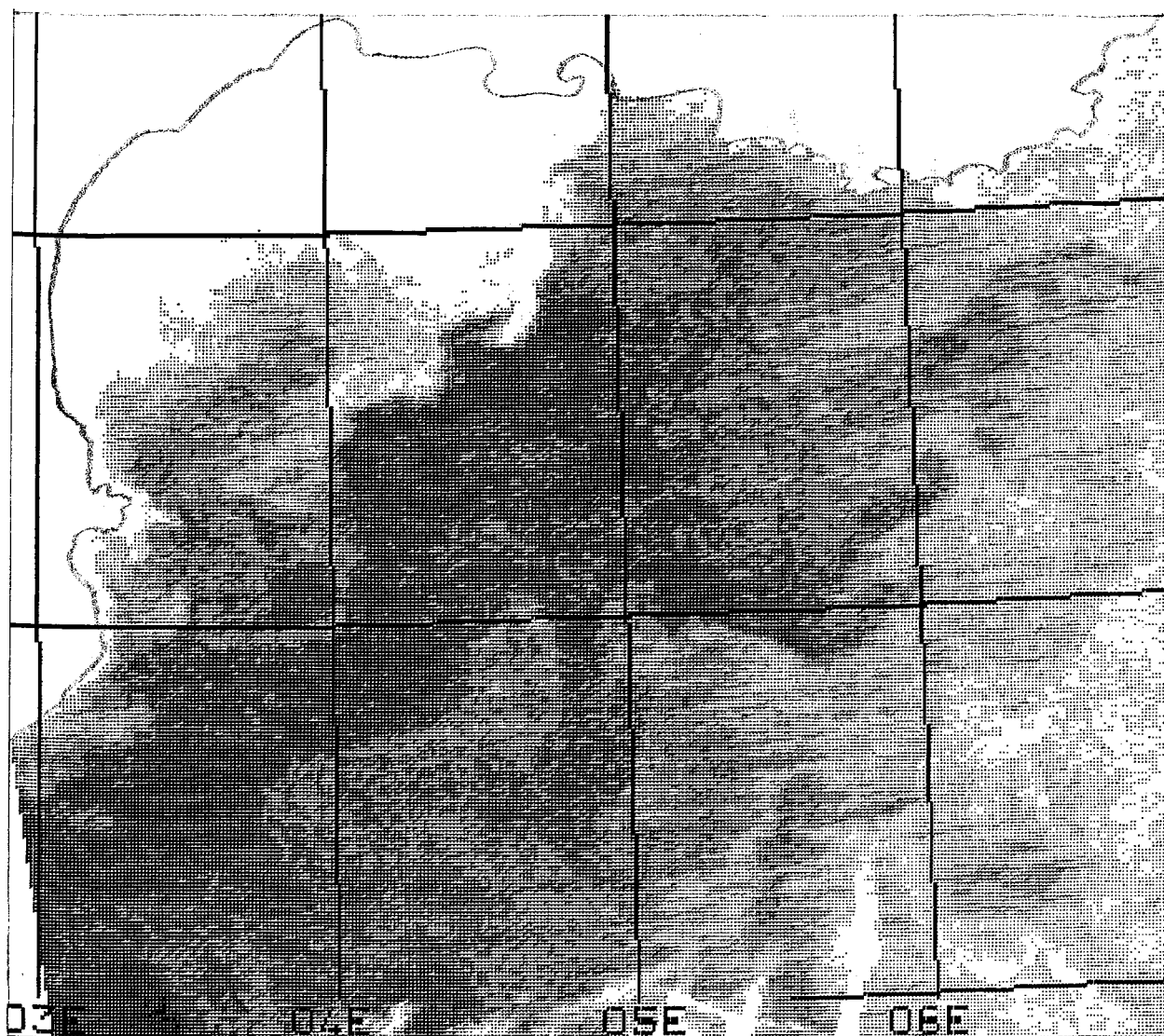


Figure 3.16 : Thermographie prise le 1er février 1981 par le satellite NOAA6. Chaque niveau de gris correspond à un intervalle de $0,2^{\circ}\text{C}$ et les plus fortes températures apparaissent en sombre. On constate que la zone claire visible sur l'image CZCS représente de l'eau plus chaude de $0,2$ à $0,4^{\circ}\text{C}$ par rapport à l'eau voisine. Cette constatation est en accord avec les mesures effectuées pendant les campagnes MEDOC.

Ce classement consiste à regrouper tous les points de l'image en plusieurs classes caractérisées chacune par un intervalle de réflectance et un intervalle de température. Il est optimal lorsque toute l'information contenue dans les deux images de départ est synthétisée en un nombre minimum de classes, chacune étant représentative d'une catégorie d'eau dont on connaît au départ les caractéristiques principales, ce qui facilite le regroupement des classes. La figure 3.17 représente ces caractéristiques, ainsi que l'image synthétique résultant de la distinction de quatre classes (voir légende).

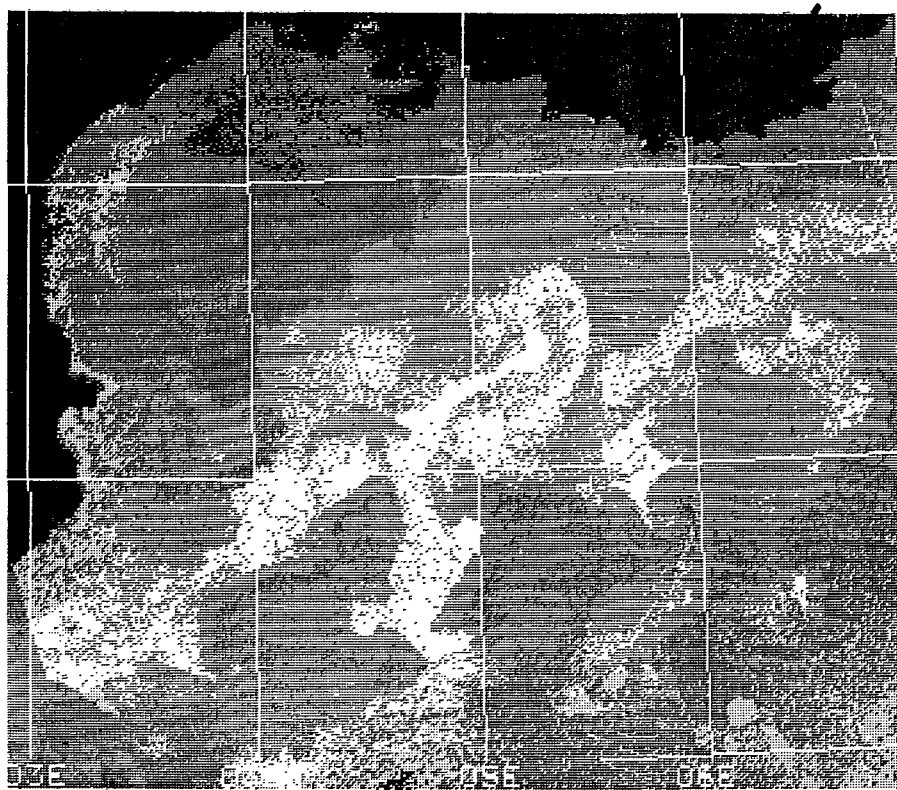
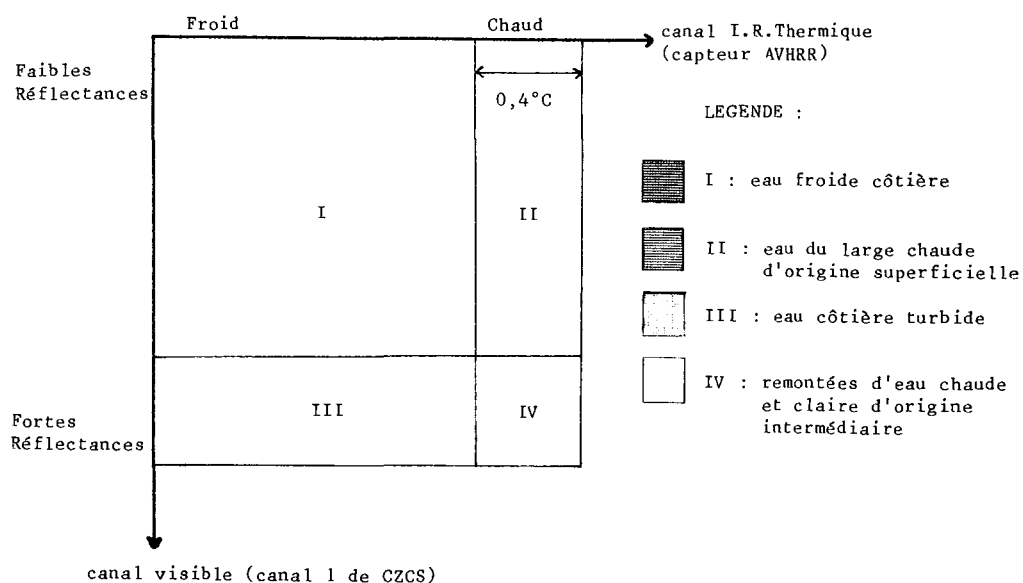


Figure 3.17 : Un classement des données visibles CZCS du satellite NIMBUS 7 et des données thermiques AVHRR du satellite NOAA 6, du 1er février 1981, permet, après superposition des deux images de départ, de définir des classes qui peuvent caractériser la zone de remontée de l'eau intermédiaire par son appartenance exclusive à une seule classe de réflectance et de température, en blanc sur l'image classée.

On détermine ainsi de l'eau de température plus élevée d'environ 0,4°C par rapport à l'eau du large, et de réflectance spectrale très élevée dans le canal 440 nm (classe 4). Cette réflectance élevée peut être la cause d'une faible absorption de la lumière ou encore d'une diffusion importante de celle-ci, comme c'est le cas pour les eaux côtières turbides, riches en particules minérales diffusantes. Cependant, si ces dernières ont une réflectance localement plus élevée dans le canal 1 (c'est le cas de la classe 3 précédemment définie), elles possèdent une courbe de réflectance spectrale assez plate, avec un maximum peu prononcé à 550 nm (canal 3). Or, on constate le même jour, pour toute la zone du large, une absence totale de dynamique dans ce canal (figure 3.17), par ailleurs très représentatif de l'abondante turbidité liée à l'extension du Rhône et à la remise en suspension côtière des sédiments sous l'action du Mistral. La faible absorption de l'eau de classe 4 lui confère une forte réflectance. Sa faible teneur en pigments chlorophylliens s'explique par le fort brassage vertical qui l'homogénéise et par sa profondeur d'origine (plusieurs centaines de mètres). Bien que faiblement chlorophylliennes, les eaux avoisinantes le sont davantage, ce qui suffit à les rendre plus absorbantes et donc moins réfléchissantes.

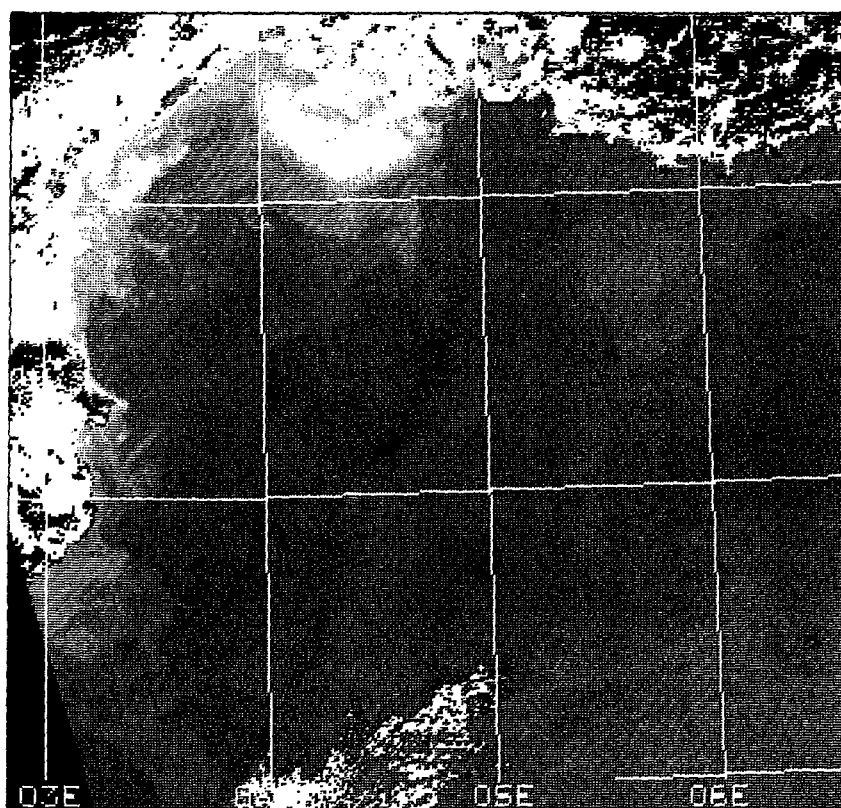


Figure 3.18 : Canal CZCS-3 (550 nm) du 1er février 1981. Aucune différence de réflectance n'est visible dans les eaux du large, grâce à leur absence de turbidité.

Il est possible de mesurer l'aire couverte au niveau de la mer par cette eau optiquement très claire. Par exemple, le 1er février 1981, elle est de $16\,800\text{ km}^2$ (figure 3.17).

Contrairement à ce que laisse supposer la figure 3.11, cette eau claire est disposée sur une bande étroite, qui s'étend très largement sur une zone située au sud du Cap San Sébastien par 3°E et environ $41^\circ30'\text{N}$ jusqu'aux abords de la Corse, par 7°E et $42^\circ30'\text{N}$.

Cette zone est délimitée au nord, par un front diffus et peu découpé et au sud, par un front très net et découpé par de nombreux méandres et tourbillons. Ce dernier front, situé vers 42°N , a été largement observé durant les campagnes en mer.

On distingue dans les eaux claires, des aires localisées, de réflectance maximale. Elles correspondent souvent au centre de tourbillons apparemment cycloniques. On peut penser qu'elles représentent des points sources d'intenses remontées des eaux intermédiaires dont le spectre de réflectance se rapprocherait davantage de celui de l'eau de mer pure. Leur extension est circulaire, d'un diamètre d'environ 10 km. Le 1er février 1981, on en distingue quatre : l'aire la plus marquée par son intensité est située à l'intérieur même de la zone claire, par $4^\circ25'\text{E}$ et 42°N , soit proche du centre de la zone de formation de remontée d'eau profonde observée et décrite par Gascard pendant les campagnes Médoc, entre 1969 et 1975, et qui est délimitée par $3^\circ30'\text{E}$ à 6°E et 41°N à 43°N .

Trois autres de ces aires les plus claires sont situées plus au sud, entre $4^\circ50'\text{E}$ à $6^\circ10'$ et $41^\circ10'\text{N}$ et $41^\circ25'\text{N}$ (figure 3.15) et correspondent à la partie centrale (de diamètre 10 km environ) de zones tourbillonnaires dont l'extension est d'environ 30 km.

Une des caractéristiques essentielles de ces zones très claires est leur réflectance spectrale relative, qui les distingue de l'eau du large superficielle par une réflectance plus élevée dans les trois premiers canaux CZCS. Le point "source" situé par $4^\circ25'\text{E}$ et 42°N est le seul à être d'une réflectance encore élevée à 520 nm (CZCS-2) dans les eaux du large (figure 3.19). Sa réflectance relative continue à décroître dans les plus grandes longueurs d'onde (CZCS-3, figure 3.18), au contraire des zones côtières turbides qui présentent par contre un maximum de réflectance à 550 nm. Ces eaux claires présentent donc une réflectance spectrale qui diminue avec la longueur d'onde, à l'image d'une eau de mer très pure.

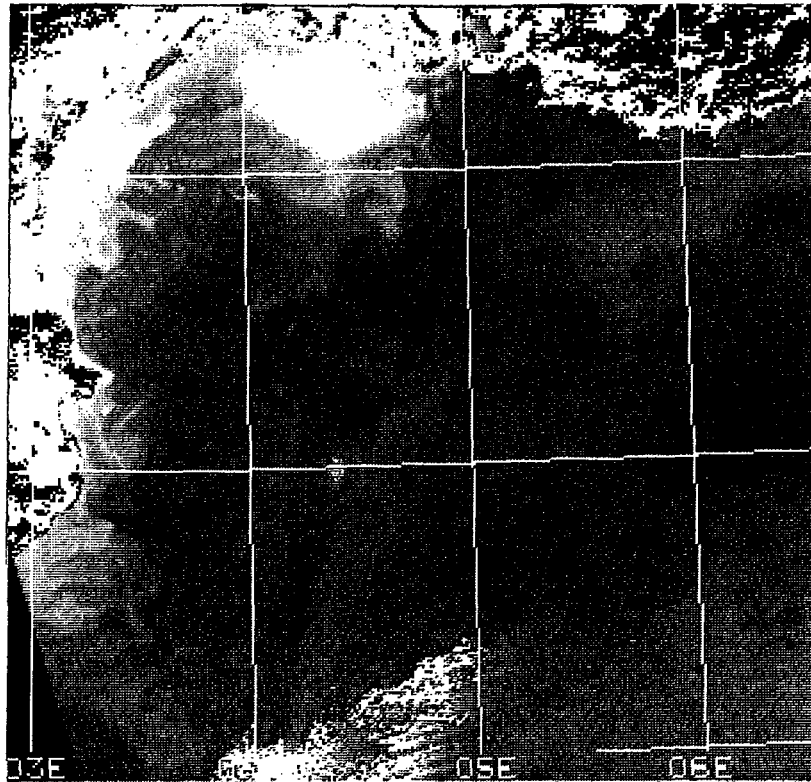


Figure 3.19 : On remarque sur le canal CZCS-2 que le point de remontée situé par $4^{\circ}25'E$ et $42^{\circ}N$ présente une réflectance plus importante que l'eau avoisinante, en raison de la moindre absorption de la lumière. Cette constatation tend à prouver que cette eau claire possède un spectre de réflectance se rapprochant de celui de l'eau de mer pure.

3.3.3 Variations spatiotemporelles du phénomène

Nous allons maintenant examiner les variations au cours de l'hiver de l'étendue et de la forme de ces zones d'eau claire à travers l'observation des images CZCS et AVHRR (tableau 3.1).

Date	numéro d'orbite NIMBUS-7	numéro d'orbite NOAA-6
23 janvier 81	11364	8192
24 janvier 81	-	8206
26 janvier 81	11405	-
31 janvier 81	11474	-
1 février 81	11488	8313
3 février 81	11516	-
6 février 81	11557	-
8 février 81	11585	8419
14 février 81	11668	8498
30 janvier 82	16505	-
1 février 82	16533	-

Tableau 3.1 : Dates des scènes claires CZCS et AVHRR du golfe du Lion pendant la formation hivernale d'eau profonde.

L'hiver 1981, froid et très venté, s'avère être propice à la formation d'eau profonde. Le Mistral a été particulièrement présent durant tout le mois de janvier, en soufflant 23 jours complets sur 31, à une vitesse moyenne d'environ 10 m/s avec des pointes fréquentes à plus de 20 m/s. Du 1^{er} au 22 février, le Mistral souffle encore fréquemment à des vitesses de 6 à 10 m/s, puis s'arrête. La faible nébulosité, pendant cette période, permet d'utiliser abondamment l'imagerie satellitaire.

La première image, du 23 janvier, montre un début d'individualisation d'eau claire (figure 3.20). On n'y observe pas de larges tourbillons mais seulement une zone possédant les caractéristiques spectrales précédemment décrites. Elle s'étend environ par 5° à 7°E et 41° à 43°N, suivant un axe orienté grossièrement SW-NE. Dans cette zone, située en marge de la zone MEDOC proprement dite, certains points de plus forte réflectance sont encore visibles à travers le canal 2, et faiblement dans le canal 3. Une thermographie AVHRR du même jour permet de constater que l'individualité thermique de cette zone n'apparaît pas nettement, malgré la résolution de 0,2°C.

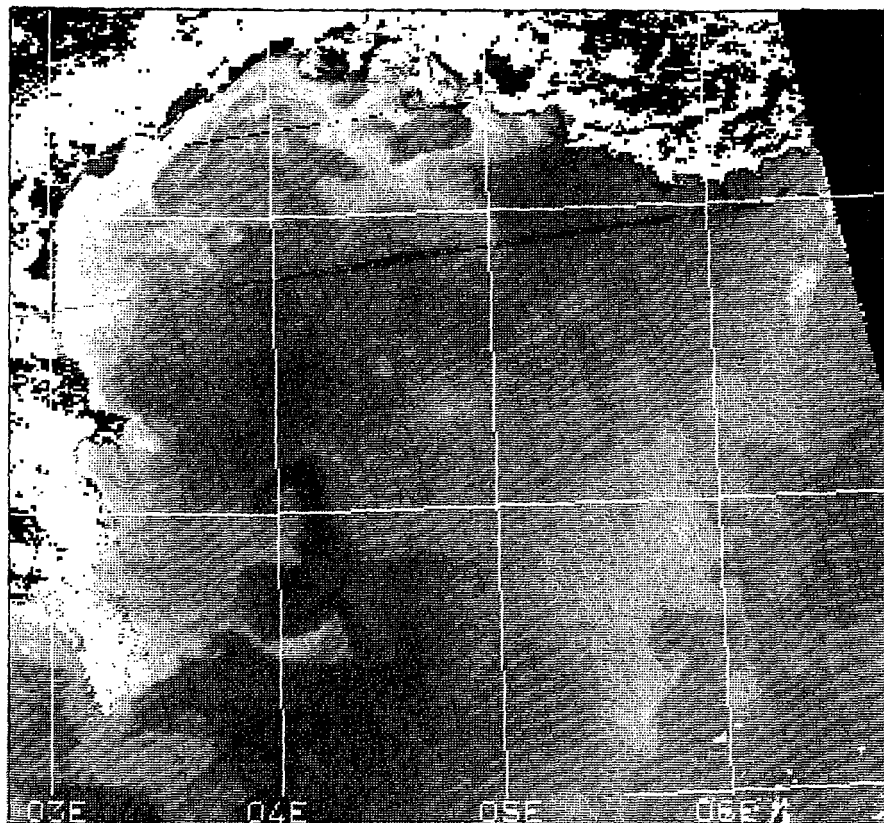


Figure 3.20 : Image du canal 1 de CZCS (440 nm) du 23 janvier 1981. Les plus fortes réflectances caractérisent les zones d'eau claire qui apparaissent en teintes claires. Le brassage vertical est encore à peine amorcé. On distingue surtout une zone frontale disposée SW-NE, de part et d'autre du 6ème méridien Est. Les zones côtières à gauche de l'image correspondent par contre à de l'eau turbide, dont la réflectance est élevée à cause de la diffusion des particules.

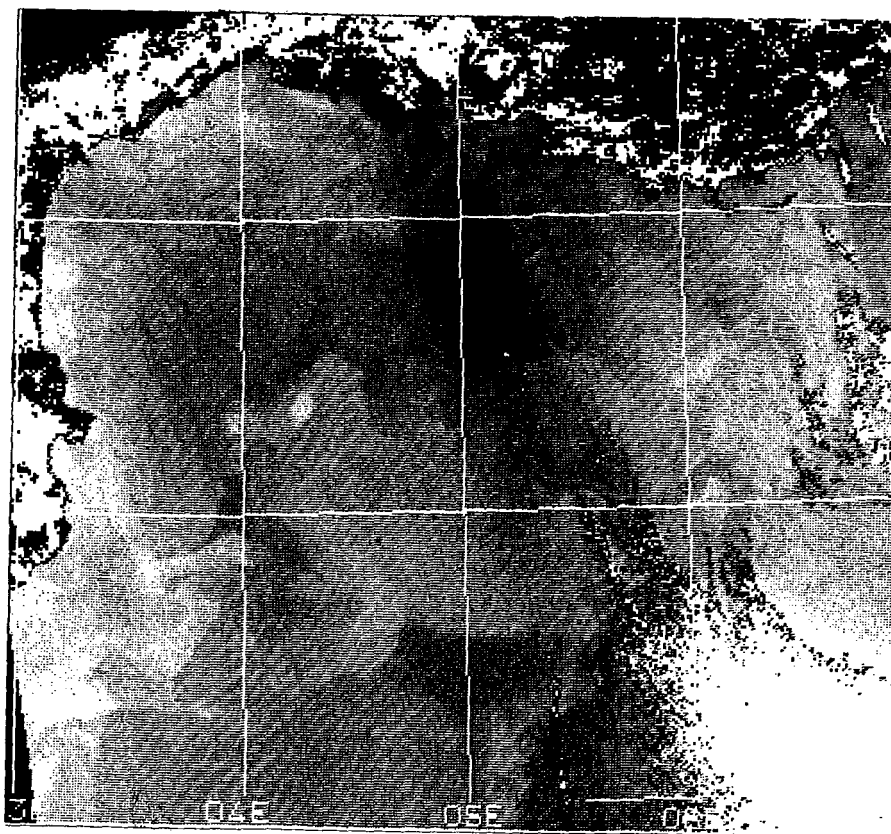


Figure 3.21 : Image du canal CZCS-1 du 26 janvier. On remarque une extension générale de l'eau claire entre 4 et 7°E environ, accompagnée de l'apparition de zones tourbillonnaires. Le front de cette zone est également mieux marqué et est orienté E-W.

L'image CZCS du 26 janvier (figure 3.21) montre que la partie NW de cette zone se développe en s'accompagnant par l'affirmation d'une zone tourbillonnaire centrée par $4^{\circ}15'E$ et $42^{\circ}20'N$. Elle correspond à l'eau la plus claire observée et sa présence est détectable également dans le canal 2 de CZCS. Ce tourbillon, de diamètre 10 km environ, est le siège de remontées d'eau intermédiaire et par conséquent une source de sels nutritifs. La plupart des structures visibles le 23 sont reconnaissables. On notera surtout la plus grande netteté du front sud, maintenant orienté E-W. La zone de forte réflectance à l'extrême SW de l'image est due à la présence du matériel particulaire en suspension.

La signature thermique associée est visible dès le 24 janvier sur une thermographie AVHRR (figure 3.22). On y reconnaît un front thermique très peu marqué, aux alentours de $41^{\circ}30'N$, correspondant au front sud de l'eau

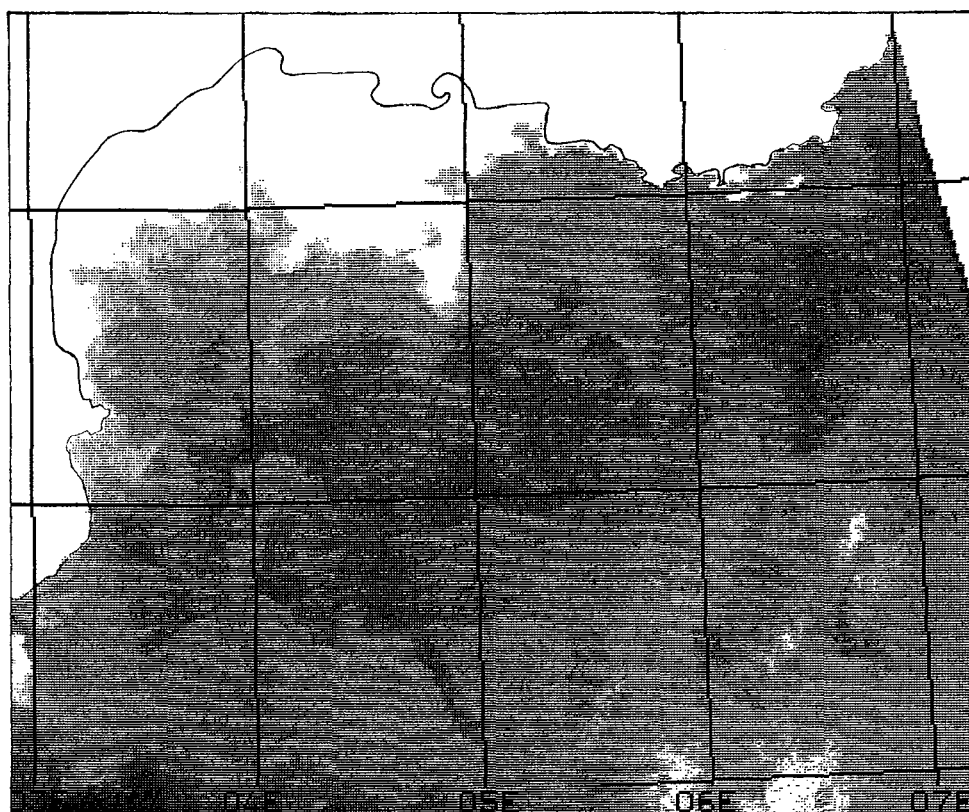


Figure 3.22 : Thermographie AVHRR du 24 janvier 1981. On constate que les plus fortes températures (en sombre) correspondent approximativement à la présence de l'aire couverte par l'eau claire le 26 janvier. D'importantes modifications dans la configuration des zones de remontée d'eau ont donc eu lieu entre le 23 (figure 3.20) et le 24 janvier.

claire visible le 26 janvier. Le contraste thermique est de 0,2 à 0,4°C, soit un à deux comptes numériques de l'image. On reconnaît à l'intérieur de cette zone plus chaude une inclusion d'eau froide, par 4°E et 42°N environ, qui correspond à une incursion d'eau superficielle du large, apparaissant déjà en sombre (eau plus riche en pigments chlorophylliens) sur l'image CZCS du 23 janvier.

Le 31 janvier, l'accroissement du contraste en réflectance s'est poursuivi, surtout entre 3°30' et 5°E (figure 3.23). Un classement du canal CZCS-1 avec une thermographie AVHRR du 30 janvier, effectué suivant les mêmes critères que précédemment, montre que, seule, cette dernière zone est thermiquement individualisée, surtout dans sa partie ouest (figure 3.24).

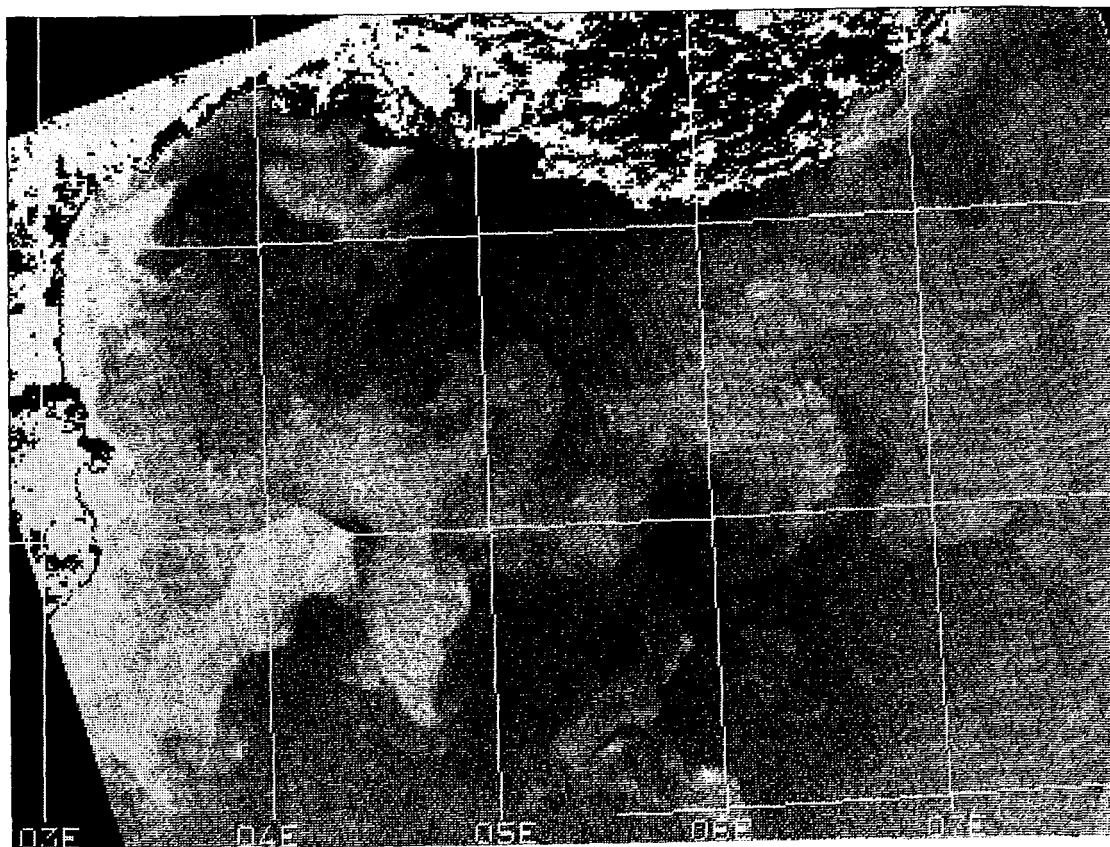


Figure 3.23 : Image CZCS (canal 1) du 31 janvier. En 5 jours, l'aire couverte par l'eau claire s'est nettement orientée et son front Sud s'est encore affirmé.

La signature thermique associée est visible dès le 24 janvier sur une thermographie AVHRR (figure 3.22). On y reconnaît un front thermique très peu marqué, aux alentours de $41^{\circ}30'N$, correspondant au front Sud de l'eau claire visible le 26 janvier. Le contraste thermique est de $0,2$ à $0,4^{\circ}C$, soit un à deux comptes numériques de l'image. On reconnaît à l'intérieur de cette zone plus chaude une inclusion d'eau froide, par $4^{\circ}E$ et $42^{\circ}N$ environ, ce qui correspond peut-être à l'incursion d'eau du large d'origine superficielle, qui apparaît déjà en sombre (eau ayant plus de pigments chlorophylliens) sur l'image du 23 janvier.

La troisième image CZCS disponible sur cette période montre la situation au 31 janvier (figure 3.23). L'accroissement du contraste en réflectance s'est poursuivi, surtout entre $3^{\circ}30'$ et $5^{\circ}E$. Un classement du canal CZCS 1 avec une thermographie AVHRR du 30 janvier, effectué suivant les mêmes critères que précédemment, montre que, seule, cette dernière zone est thermiquement individualisée, surtout dans sa partie Ouest (figure 3.24).

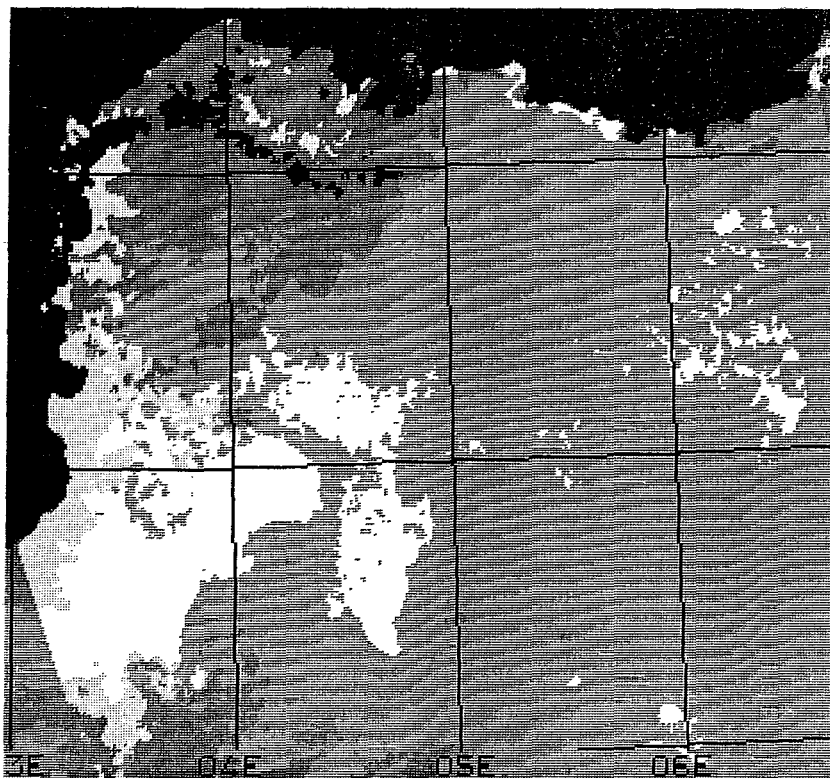


Figure 3.24 : Classement des zones couvertes par l'eau claire le 31 janvier, établie à partir du canal 1 de l'image CZCS (figure 3.23). Les classes sont définies de la même manière que pour l'image du 1er février (figure 3.17), les eaux claires et chaudes apparaissant en blanc.

La tache d'eau superficielle d'origine sud est maintenant entourée d'eau claire et s'est déplacée vers l'est ($4^{\circ}25'E$; $42^{\circ}N$). Du fait de la proximité d'une zone d'ascendance d'eau intermédiaire, et de la diffusion des sels nutritifs de cette source vers une zone plus stable, cette dernière est caractérisée par une plus forte teneur en phytoplancton. Le canal CZCS-2 (figure 3.25) montre, outre les eaux côtières turbides, la persistance d'un point de plus forte réflectance qui signe le centre de la zone claire que l'on voit déjà dans le canal 1.

Par rapport au 26 janvier, il y a donc affirmation du phénomène et formation d'un front marqué, surtout au sud, entre eaux claires et eaux superficielles.

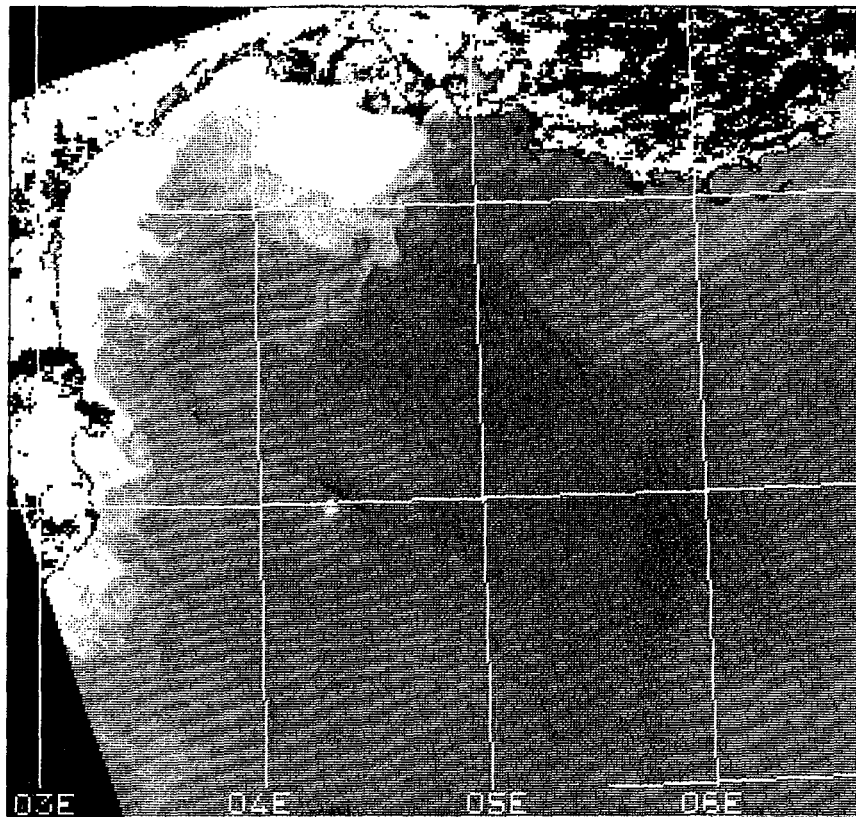


Figure 3.25 : Image CZCS (canal 2) du 31 janvier qui montre l'existence d'une zone d'eau de clarté importante par $4^{\circ}25'E$ et $42^{\circ}N$. On remarque, juste au nord, une bande sombre correspondant à de l'eau riche en pigments, sans doute sous l'action d'un enrichissement local en sels nutritifs en provenance de l'eau intermédiaire.

Le 1er février, soit 24 heures plus tard, l'extension est considérable, surtout à l'est (figure 3.26), avec renforcement des zones frontales. Toutes les structures visibles la veille sont reconnaissables. On distingue quatre aires tourbillonnaires claires : la plus marquée est située par $4^{\circ}25'E$ et $42^{\circ}N$ et les trois autres entre $4^{\circ}50'E$ à $6^{\circ}10'$ et $41^{\circ}10'N$ et $41^{\circ}25'N$ (figure 3.15). On constate, un déplacement général des structures vers l'est. Ce déplacement, illustré figure 3.27, est maximal entre $5^{\circ}E$ et $6^{\circ}E$, où l'on mesure des valeurs de 10 à 16 km, soit des vitesses de 11 à 18 cm/s. Ces vitesses sont des vitesses de phase, c'est à dire de déplacement d'une onde, et ne correspondent pas à la vitesse du courant local, qui était d'environ 40 cm/s pendant MEDOC 75 (Gascard, 1977).

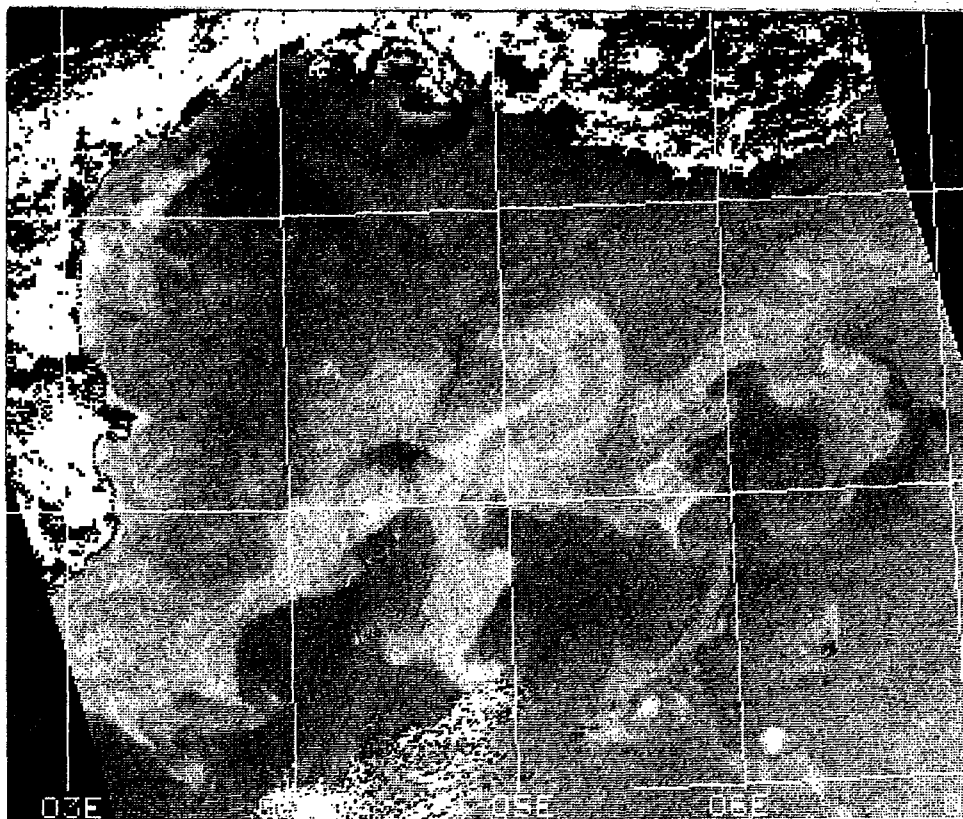


Figure 3.26 : Image CZCS (canal 1) du 1er février, au moment de la plus nette individualisation des eaux claires qui apparaissent en clair en raison de leur très faible teneur en pigments chlorophylliens. Le front Sud est extrêmement marqué et de nombreux tourbillons cycloniques sont observés.

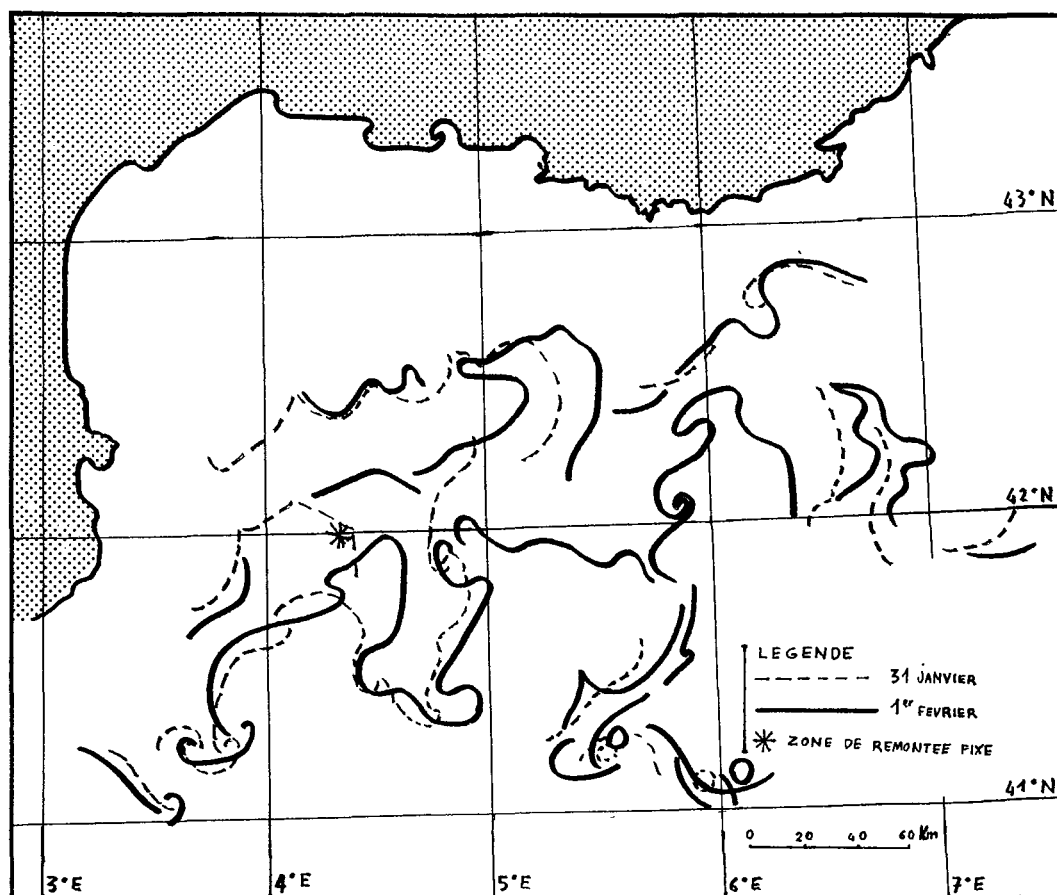


Figure 3.27 : Schéma de l'extension des fronts entre eau intermédiaire et eau superficielle entre le 31 janvier et le 1^{er} février. On constate des déplacements importants vers l'Est, particulièrement entre 5 et 6°E, à des vitesses de 11 à 18 cm/s.

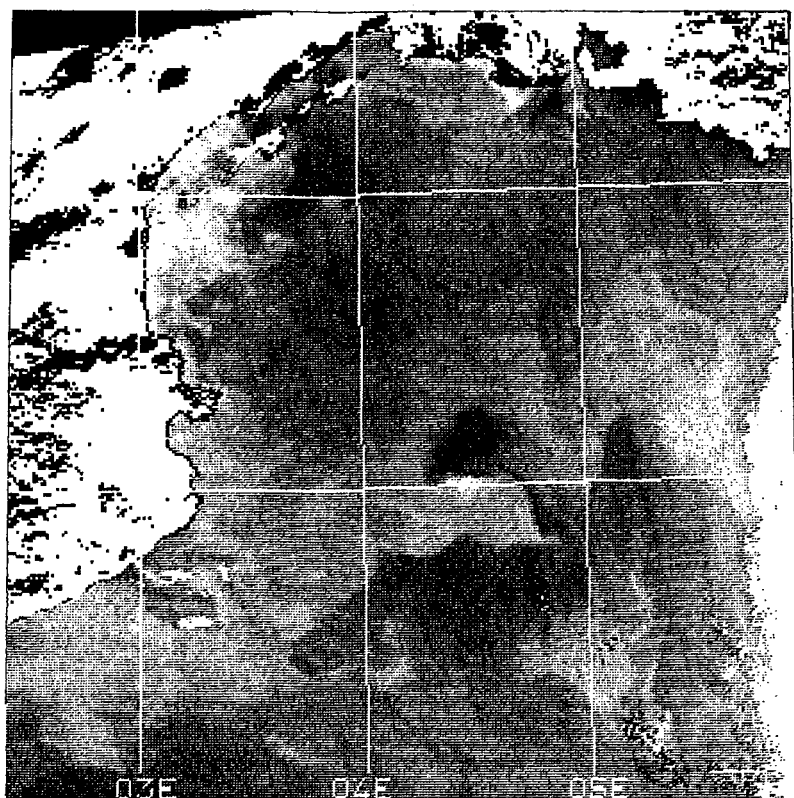


Figure 3.28 : Image CZCS du 3 février. En deux jours, la configuration de la zone claire a fortement évolué, même si le point source ne s'est pas déplacé. En outre, l'enrichissement en phytoplancton s'est accentué et étendu, immédiatement au Nord de ce point.

Le 3 février, 48 heures plus tard (figure 3.28), le point source situé par $4^{\circ}25'E$ et $42^{\circ}N$ ne s'est pas déplacé alors que le front sud a fortement évolué par rapport au 1er février. Il est curieux de noter que cette zone claire correspond au tourbillon cyclonique de 10 km de diamètre observé début mars 1975 par $42^{\circ}06'N$ et $4^{\circ}31'E$ et qui s'étendait depuis la surface jusqu'à 2 000 m de profondeur (Gascard, 1978). La fixité du tourbillon observé par satellite entre le 31 janvier et le 3 février coïncide avec une période d'accalmie du Mistral qui reprend nettement à partir du 4 février.

On remarquera également, immédiatement au nord de ce point source, le développement de la zone riche en pigments chlorophylliens (sombre sur l'image). On constate que les zones les plus riches en pigments chlorophylliens sont toujours situées aux alentours immédiats des zones les plus claires (zones frontales), accentuant ainsi le contraste en réflectance.

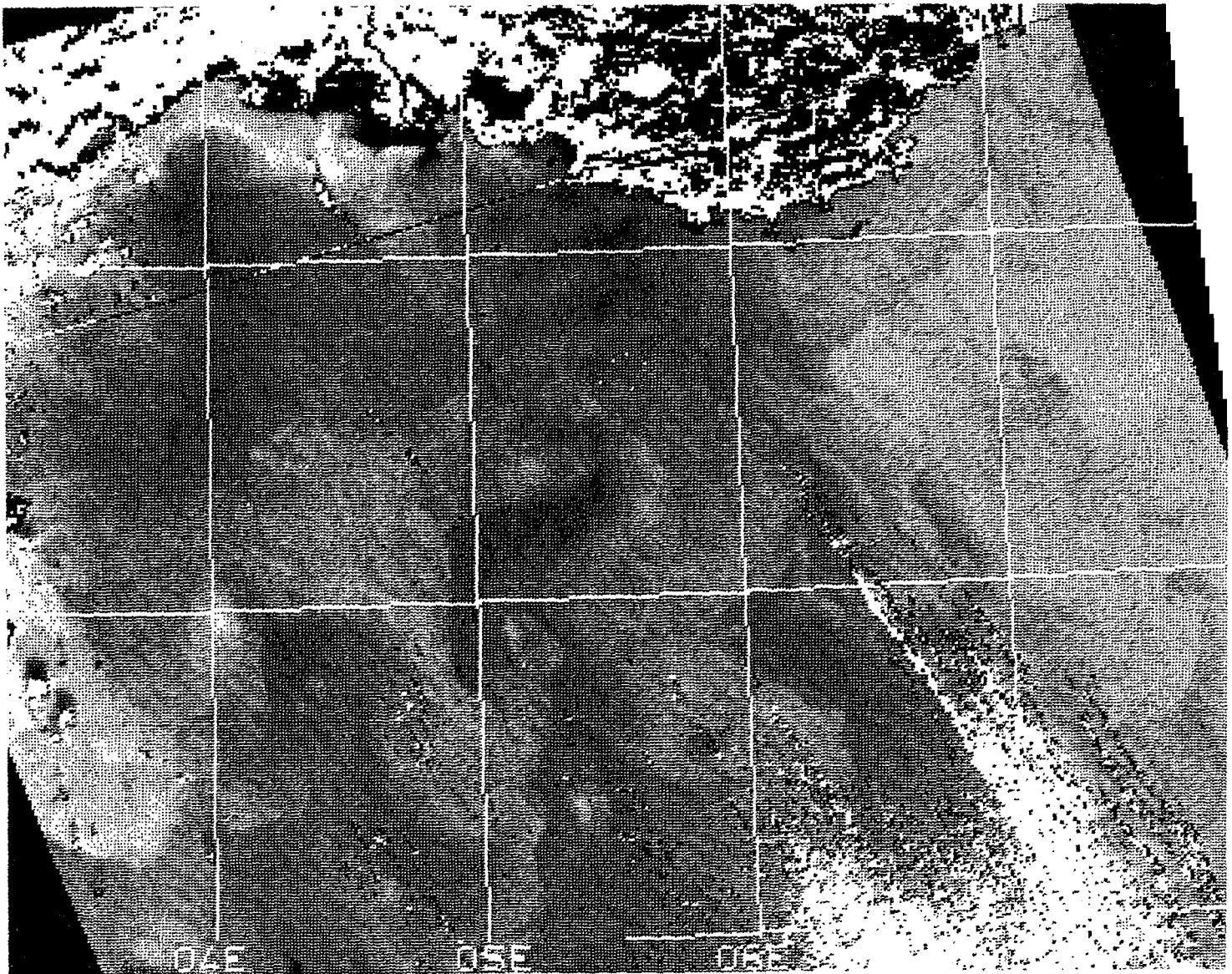


Figure 3.29 : Image CZCS du 6 février. Des zones tourbillonnaires de grande amplitude apparaissent. Le point source observé depuis le 31 janvier s'est déplacé en trois jours de près de 40 km vers l'Ouest.

Le 6 février, alors que le Mistral souffle à nouveau depuis deux jours, d'importants changements interviennent dans la configuration de ces zones frontales (figure 3.29). Comme le 3 janvier, elles paraissent bénéficier de l'enrichissement en sels nutritifs, au sein même de la zone d'eau claire.

Du 3 au 6 février, le point source autrefois par $4^{\circ}25'E$ et $42^{\circ}N$ s'est déplacé vers l'ouest de 38 km et se trouve par $4^{\circ}E$ et $42^{\circ}N$, soit une vitesse de déplacement de 15 cm/s. Cette vitesse est supérieure à celles mesurées en mars durant MEDOC 75 (5 cm/s). Les déplacements très variables des points source indiquent une forte variabilité spatio-temporelle, peut-être liée à l'intensité de Mistral.

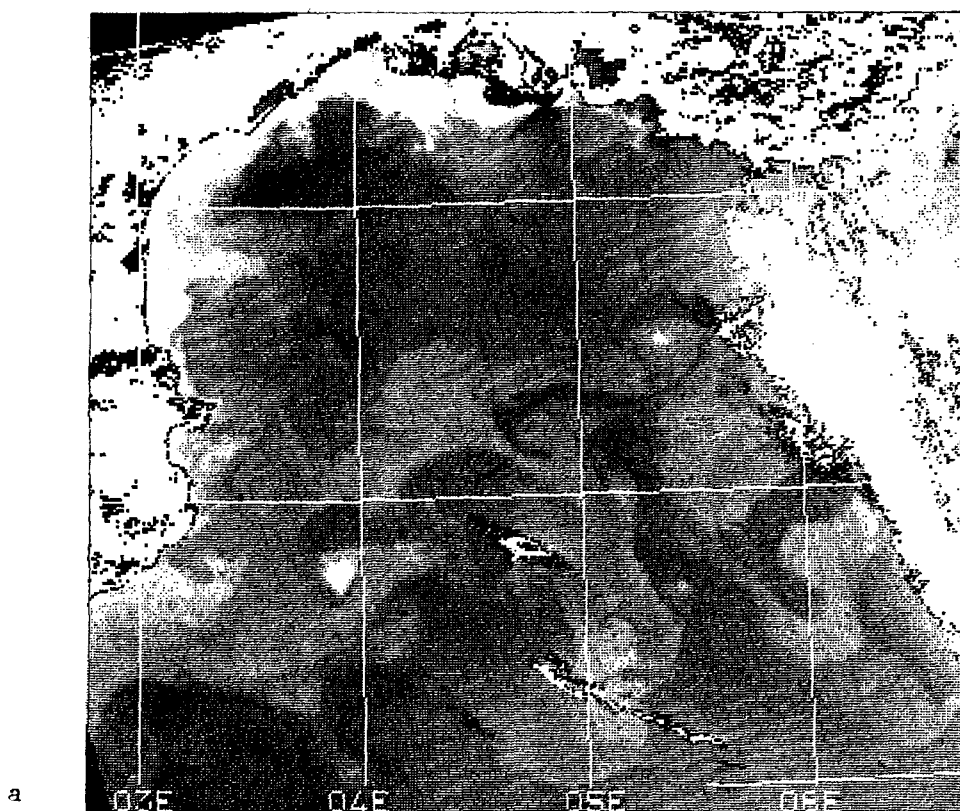
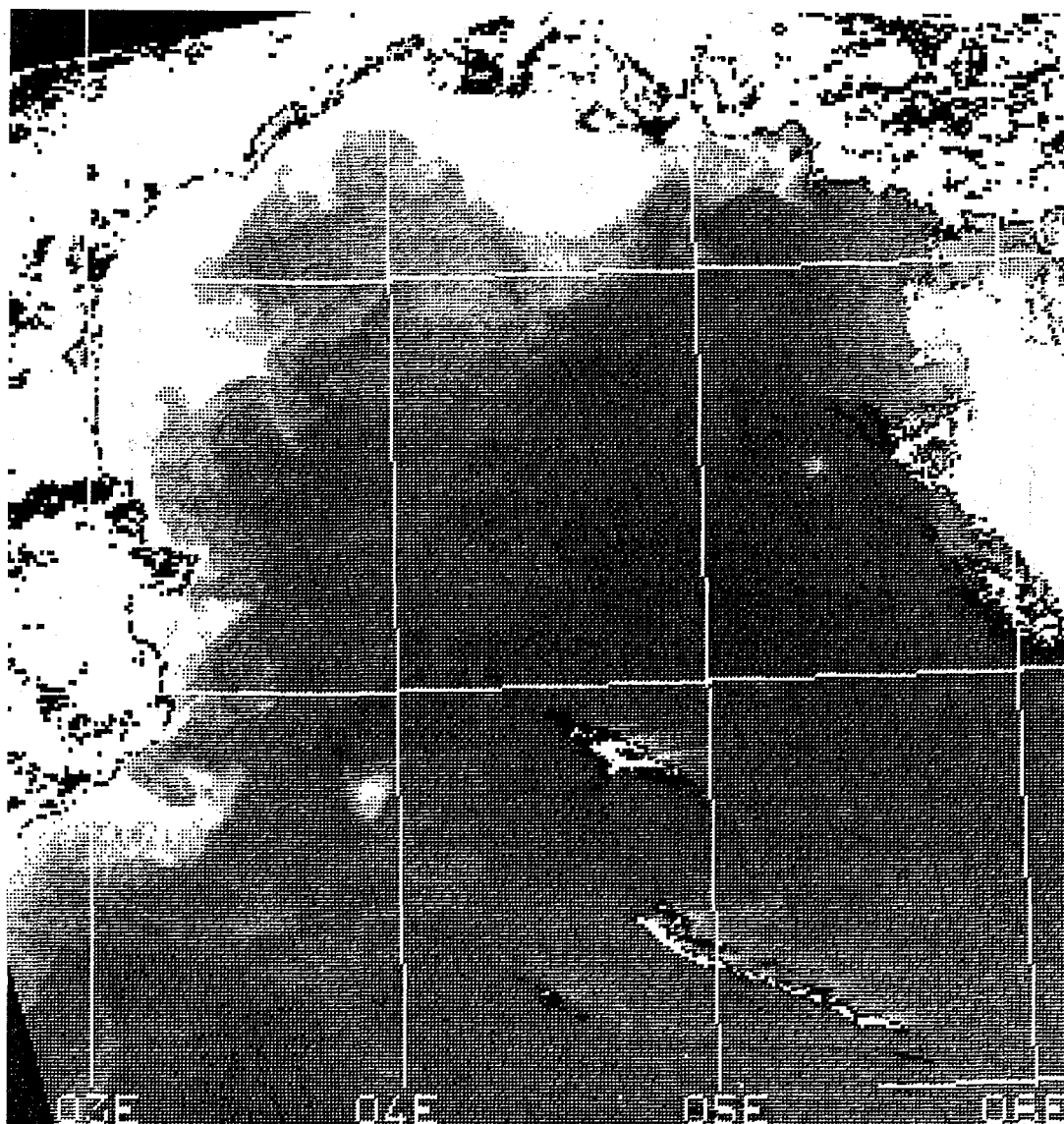


Figure 3.30 : Image CZCS (a: canal 1, b: canal 3) du 8 février. On observe l'extension spatiale du phénomène. Simultanément, d'autres points de remontées apparaissent. La zone tourbillonnaire de plus forte intensité ($3^{\circ}54'E-41^{\circ}46'N$) s'est déplacée vers le SSW à une vitesse de 20 cm/s.

b



Le 8 février, le même tourbillon suivi depuis le 31 janvier, continue son mouvement cette fois vers le S-SW avec une vitesse de déplacement de 20 cm/s (figure 3.30). On remarque une extension de l'aire du tourbillon ainsi qu'une augmentation du contraste en réflectance avec l'eau avoisinante. On distingue également par 5°20'E et 42°30'N un autre point source à forte réflectance, peu visible les jours précédents. Comme pour le 1er février, une thermographie du même jour permet d'établir un classement des eaux claires, dont la température est également de quelques 1/10 èmes de degrés plus élevée que l'eau environnante.

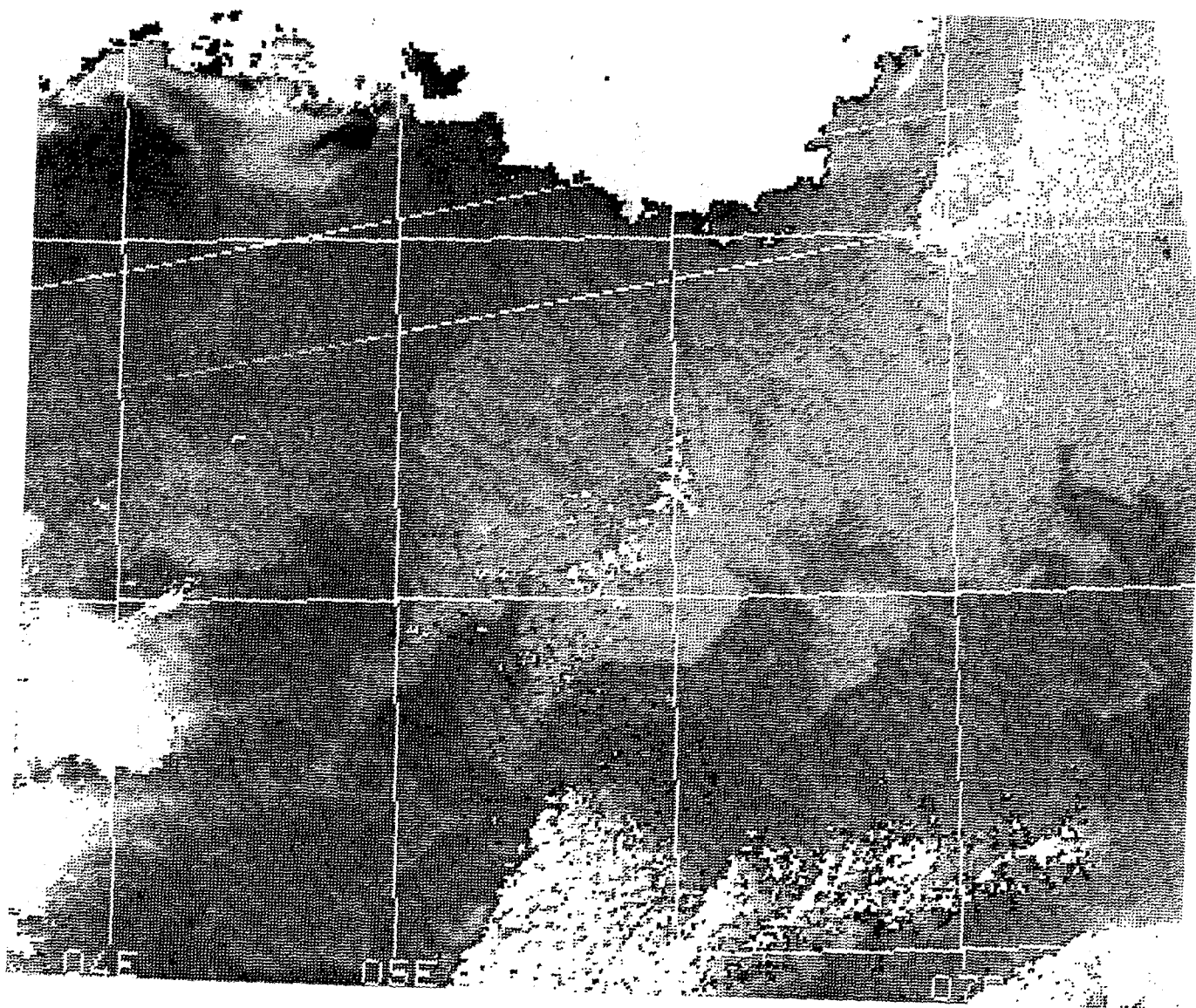


Figure 3.31 : Image CZCS (canal 1) du 14 février. On observe une diminution importante de la présence de l'eau claire à l'Ouest de 5°E. Le front Sud de cette aire est moins accentué.

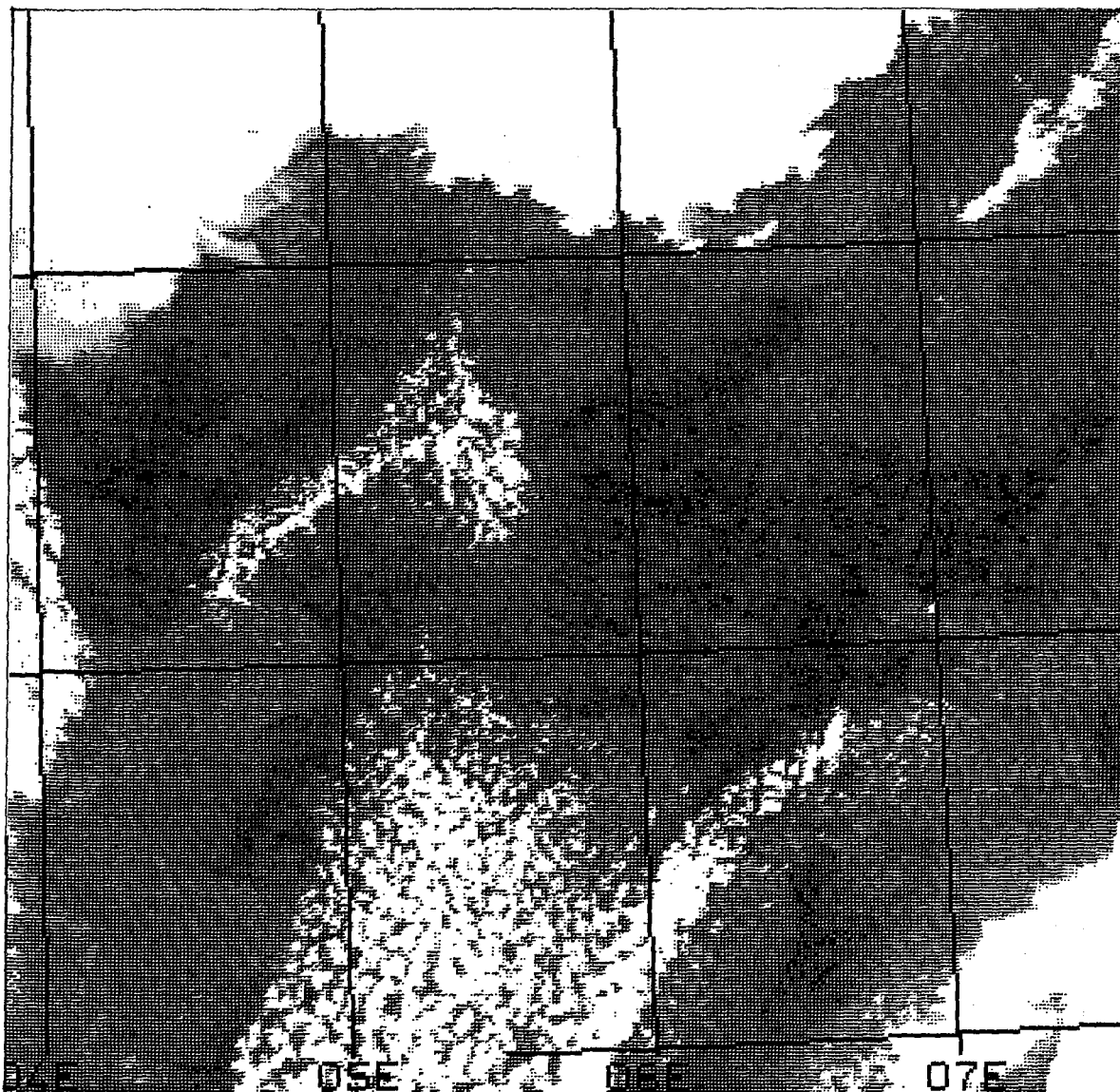


Figure 3.32 : Thermographie AVHRR du 14 février. L'aire plus chaude (en sombre) semble délimiter plus précisément l'extension de l'eau claire, surtout vers l'Ouest.

D'une manière générale, on constate, sur l'image du 8 février, une importante dispersion des eaux claires intermédiaires de part et d'autre de 42°N, accompagnée d'une dislocation complète du front continu visible le 1er février entre eaux claires et eaux sombres et d'une plus grande hétérogénéité de la zone MEDOC.

On observe enfin, le 14 février à 11 h 30 (figure 3.31), une diminution importante des aires d'eau claire de la zone MEDOC. On remarquera surtout, à l'est de 5°E et par 42°N, la persistance d'un front séparant deux zones distinctes : l'une au nord, dont les caractéristiques optiques semblent se rattacher à l'eau issue de la mer Ligure assez homogène et instable (Tchernia, Saint-Guilly, 1959), l'autre au sud, plus riche en pigments chlorophylliens et qui correspond à l'eau superficielle-type plus stratifiée du golfe du Lion. On distingue cependant, d'après une thermographie AVHRR du satellite NOAA 6 obtenue le même jour à 8 h 06 (figure 3.32), que l'extension de l'eau intermédiaire, caractérisée par une température plus élevée, semble limitée vers l'est par environ 7°30'E.

En résumé, on a observé, au sud du golfe du Lion (zone MEDOC), les processus responsables de la formation d'eau profonde, au cours des hivers 1981 et 1982, depuis la fin janvier, période pendant laquelle le phénomène semble s'amorcer, jusqu'à la fin mars. Ce dernier atteint son intensité et son extension horizontale maximale début février. L'extension spatiale est variable et le phénomène, d'abord confiné de part et d'autre de 6 °E, se développe ensuite le long de 42°N, avec une plus forte intensité au sud du golfe du Lion. Puis la partie occidentale de cette zone se morcèle, tandis que le phénomène semble se poursuivre plus à l'est, à la jonction avec la mer Ligure. Un petit nombre de zones tourbillonnaires cycloniques, parfois visibles plus d'un mois, sont le siège d'une remontée d'eau intermédiaire, et sont à l'origine d'une part importante des apports enrichissants dont bénéficie cette zone. On assiste en effet, entre les mois de mars et mai, à de brèves mais intenses poussées phytoplanctoniques, qui caractérisent en grande partie la situation biologique du golfe du Lion, que nous allons maintenant décrire à l'aide des images satellitaires.

3.3.4 Production associée et évolution dans le temps

Nous avons déjà entrevu depuis le 1er février, date de l'extension maximale des eaux intermédiaires en surface, qu'un début de développement phytoplanctonique était décelable sur des aires restreintes et proches des zones de remontée maximale des eaux intermédiaires. On sait, en effet, que ces dernières sont plus riches en sels nutritifs (Gascard, Nival, 1977).

Cependant, la turbulence verticale est en moyenne trop forte dans ces zones pour permettre un développement abondant du phytoplancton. C'est pourquoi, on n'observe ces développements qu'autour des zones turbulentes qui profitent de la diffusion des sels minéraux. De plus, ces développements sont d'autant plus importants que l'eau intermédiaire est plus proche, comme immédiatement au Sud du front Sud de l'aire d'enrichissement (voir figures 3.26 et 3.28).

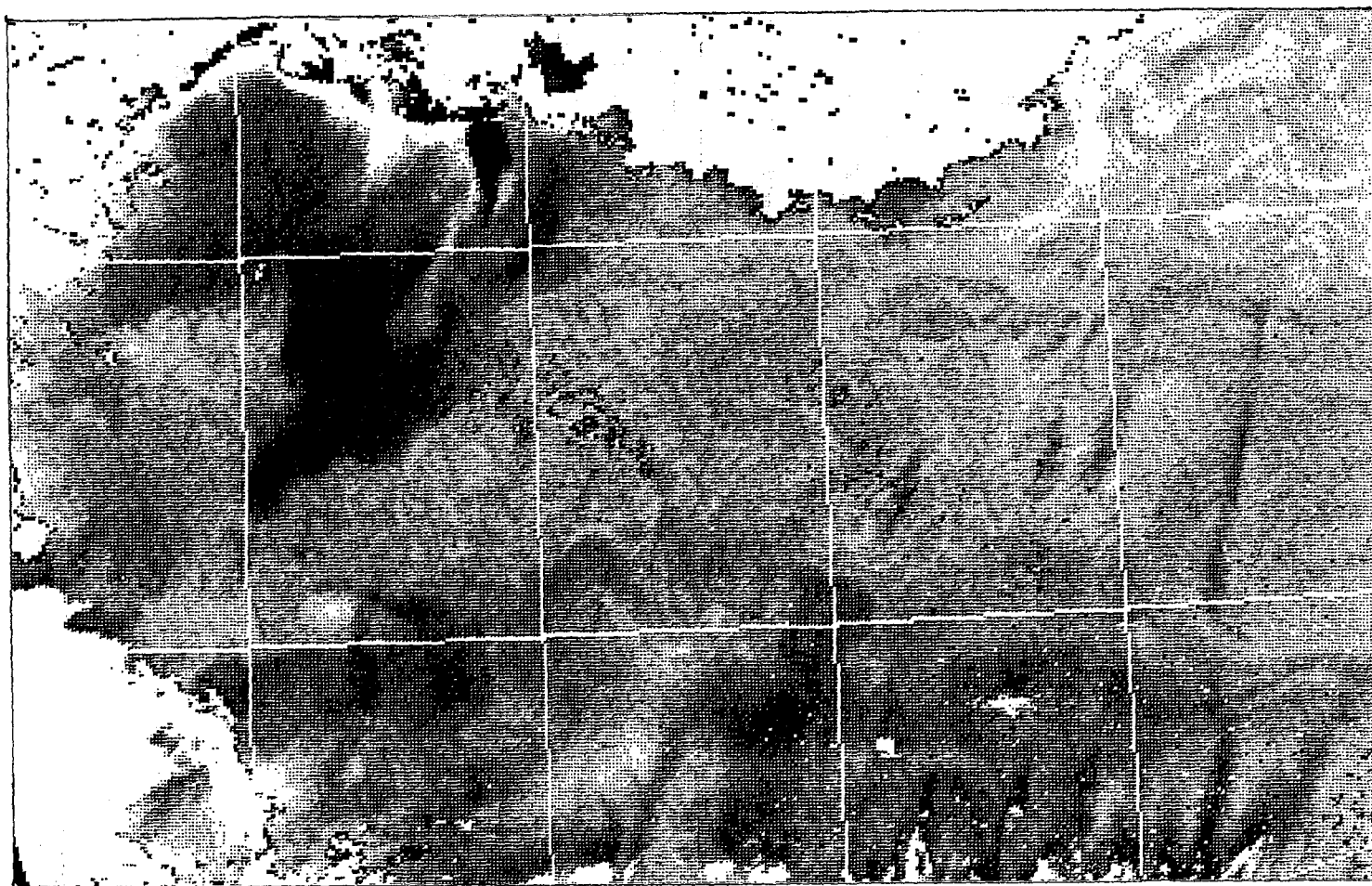


Figure 3.33 : Image CZCS du 16 mars 1981. Alors que l'on distingue encore une zone tourbillonnaire de remontée d'eaux claires, par $4^{\circ}10'E$ et $42^{\circ}06'N$, une multitude de zones restreintes et de faible enrichissement en phytoplancton commencent à apparaître dans toute la zone du large et particulièrement aux alentours de $42^{\circ}N$.

Plus tard, en mars, commence une période de moins grande instabilité dynamique et on distingue, dans toute la zone du large, une multitude de zones étroites (sombres) où le phytoplancton se développe (figure 3.33). On observe également plus au large, à partir de 42°N, des développements plus importants, proches du front Sud délimitant les eaux claires, que l'on observait en février. Le 16 mars, on distingue encore localement une zone tourbillonnaire d'eau claire, par 4°10'E et 42°06'N, proche d'une zone de développement planctonique.

La zone à forte biomasse, que l'on voit sur l'image satellitaire au SW du débouché du Rhône, semble plus liée aux apports nutritifs de ce dernier qu'à l'enrichissement provoqué par l'eau intermédiaire.

Le 19 mars 1981, une très belle image CZCS (figure 3.34) montre la plus grande extension des zones biologiquement actives dont la plus intense (à l'origine issue du Rhône) se situe immédiatement au Nord du vortex cyclonique. Ce dernier se trouve aux alentours immédiats du point où il a été observé pour la première fois, le 31 janvier par 4°25'E et 42°N.

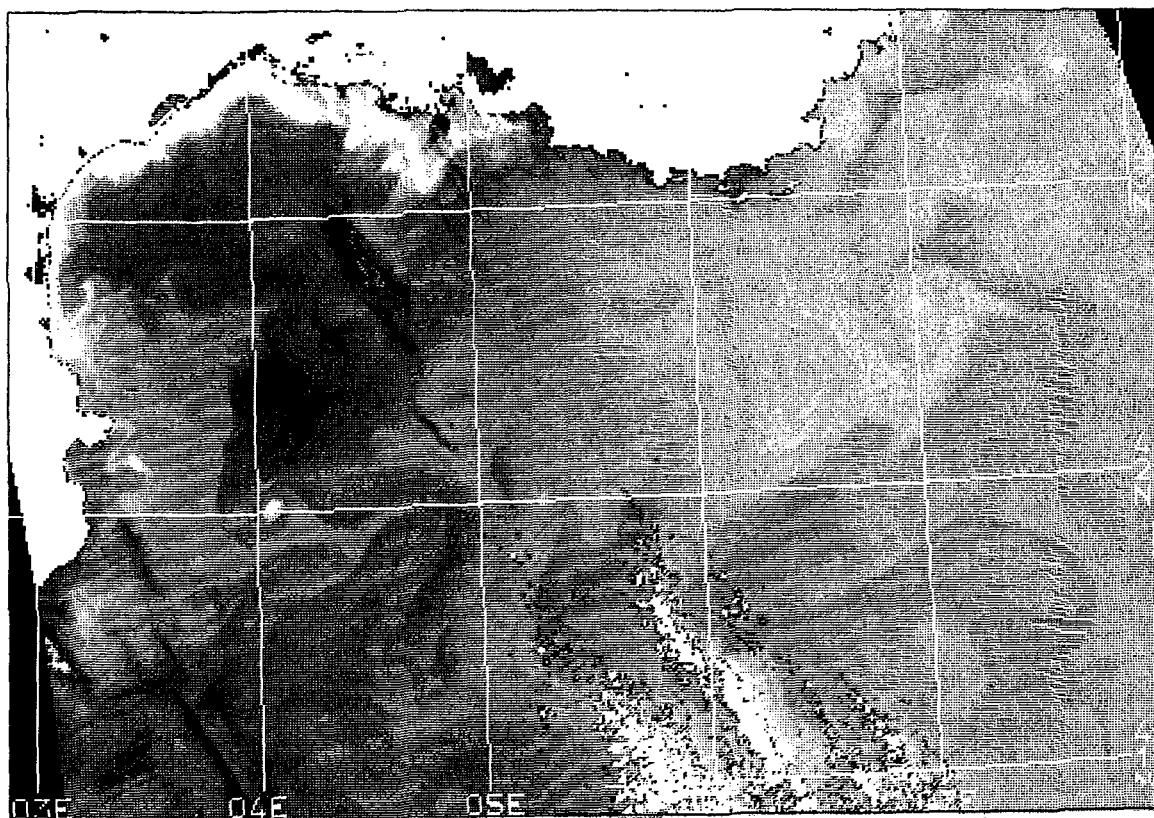


Figure 3.34 : Image CZCS (canal 1) du 19 mars 1981 montrant l'extension des zones riches en phytoplancton (en sombre), abondantes à l'Ouest du 5ème méridien. À l'Est, persiste une zone plus pauvre.

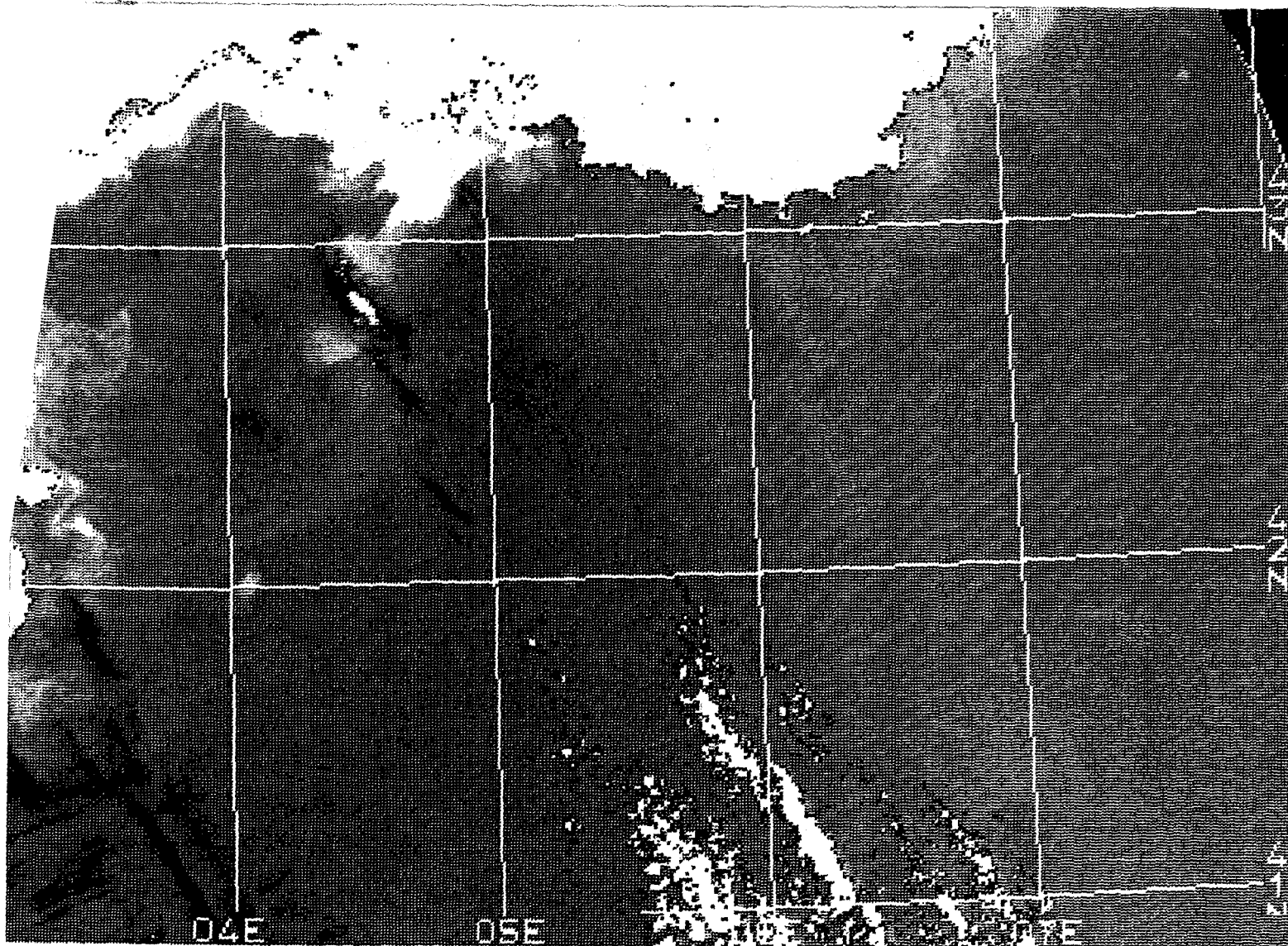


Figure 3.35 : Image CZCS (canal 3) du 19 mars. On distingue les deux derniers points de remontée d'eau claire observés par $7^{\circ}42'E$ et $43^{\circ}20'N$, au large de Nice, et par $4^{\circ}05'E$ et $42^{\circ}N$.

Toute la zone MEDOC est le siège de larges tourbillons, associés à des concentrations relativement élevées en pigments chlorophylliens, principalement à l'ouest du $5^{\circ}E$. L'aire située à l'est de ce méridien et au nord du $42^{\circ}N$ est, par contre, relativement pauvre et paraît encore sous l'influence des remontées d'eau claire observées précédemment. On peut noter en effet l'existence, par $7^{\circ}42'E$ et $43^{\circ}20'N$, d'un tourbillon d'eau claire, ainsi qu'un autre plus petit par $7^{\circ}E$ et $42^{\circ}35'N$.

L'image du canal 3 de CZCS (figure 3.35) permet de distinguer les deux tourbillons d'eau claire, témoins des dernières remontées d'eau intermédiaire.

Au mois d'avril, la situation générale évolue peu dans le golfe du Lion (figure 3.36). On constate tout au plus un déplacement de la zone la plus riche vers l'est, en accord avec les observations effectuées pendant la même période lors de la campagne MEDIPROD I, en 1969 (figure 3.37).

On observe également une zone de plus faible biomasse correspondant au courant Ligure. Ce dernier donne naissance, sur sa bordure sud, à quatre tourbillons, de diamètre 15 à 30 km, également plus clairs que l'eau du large. Ils sont situés par $42^{\circ}45'N$, entre 5° et $6^{\circ}15'E$. Il y a un développement phytoplanctonique le long de ce front, favorisé par la diffusion des sels nutritifs contenus dans l'eau du large, décrit par Gascard, Nival (1977, figure 3.38).

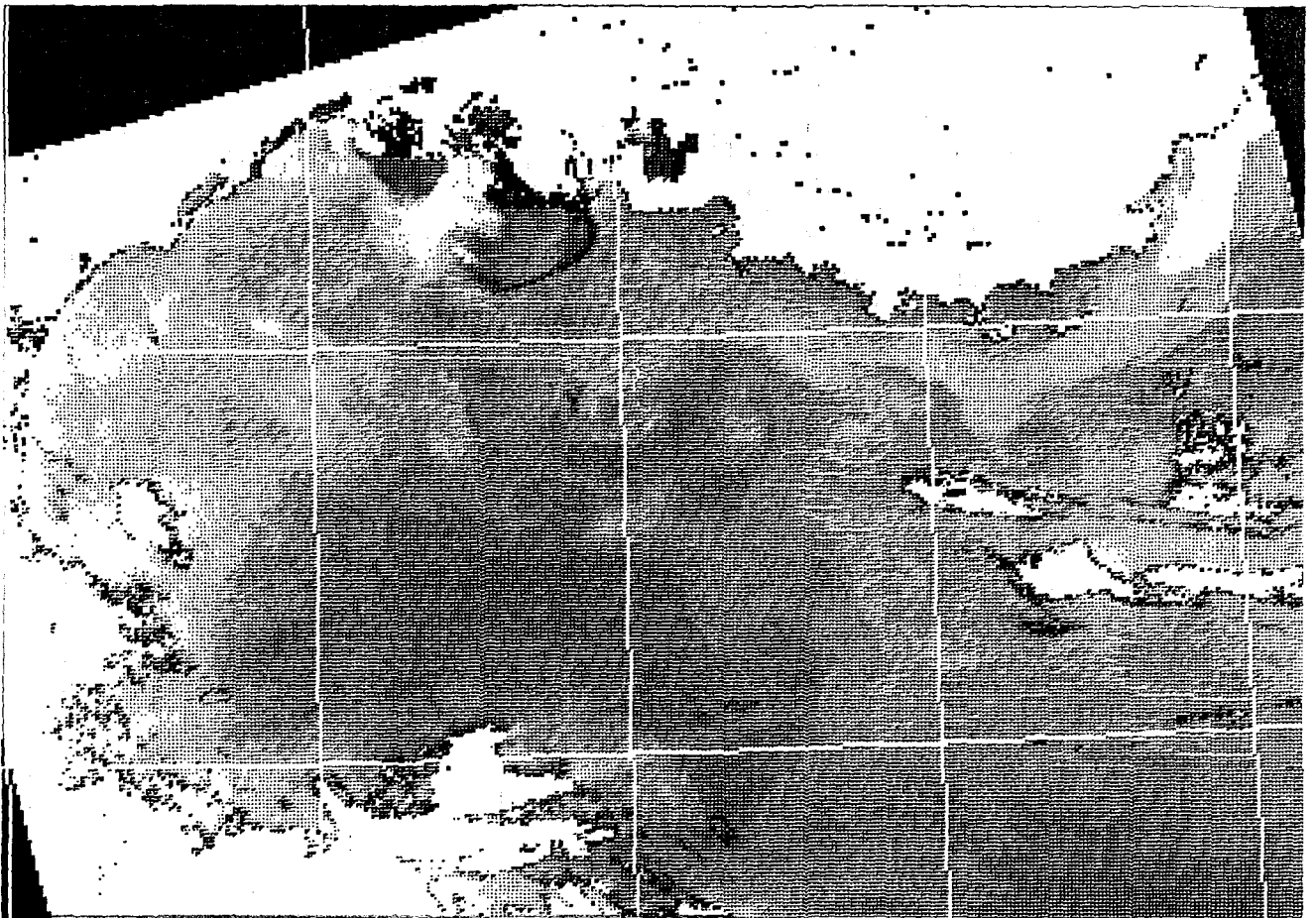


Figure 3.36 : Image CZCS (canal 1) du 3 avril 1981. La zone de plus forte concentration relative en pigments s'est déplacée vers l'Est. Le courant Ligure est très nettement visible.

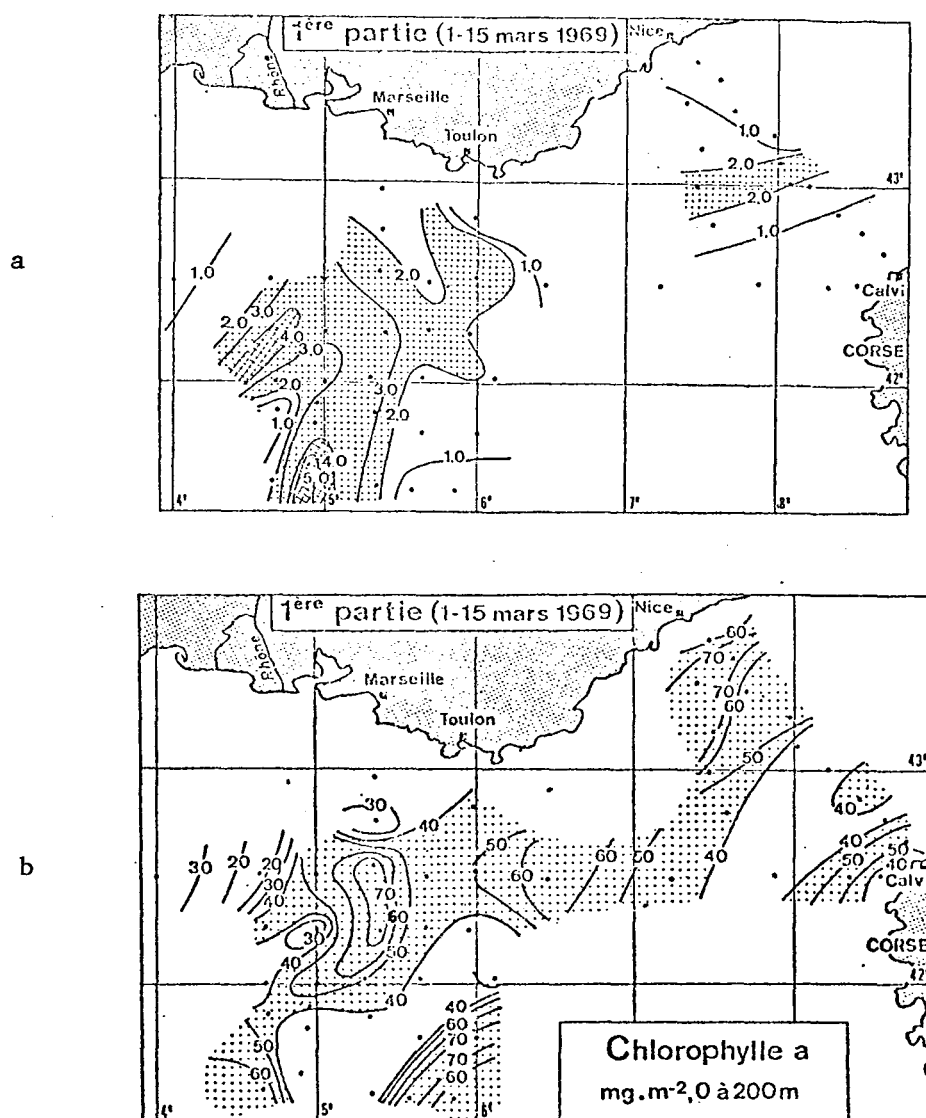


Figure 3.37 : Concentrations en nitrates en mg/m³ (a) et en chlorophylle-a en mg/m² de 0 à 200 m (b), mesurées du 1er au 15 mars 1969 pendant la campagne MEDIPROD I, in Gascard, Nival, 1977.

A la fin du mois, une image du 28 avril montre l'existence, par 4°30'-5°30'E et 42°-43°N, d'une zone tourbillonnaire unique à forte biomasse phytoplanctonique (figure 3.40), située donc plus à l'Est que précédemment et, de plus, très restreinte dans l'espace.

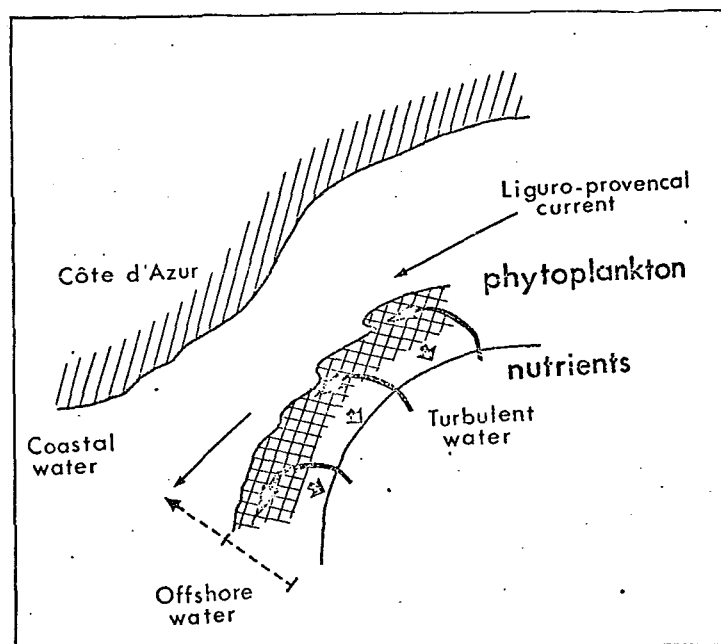


Figure 3.38 : Schéma de l'enrichissement biologique le long du courant liguro-provençal, à partir des eaux du large riches en sels nutritifs, in Gascard, Nival, 1977.

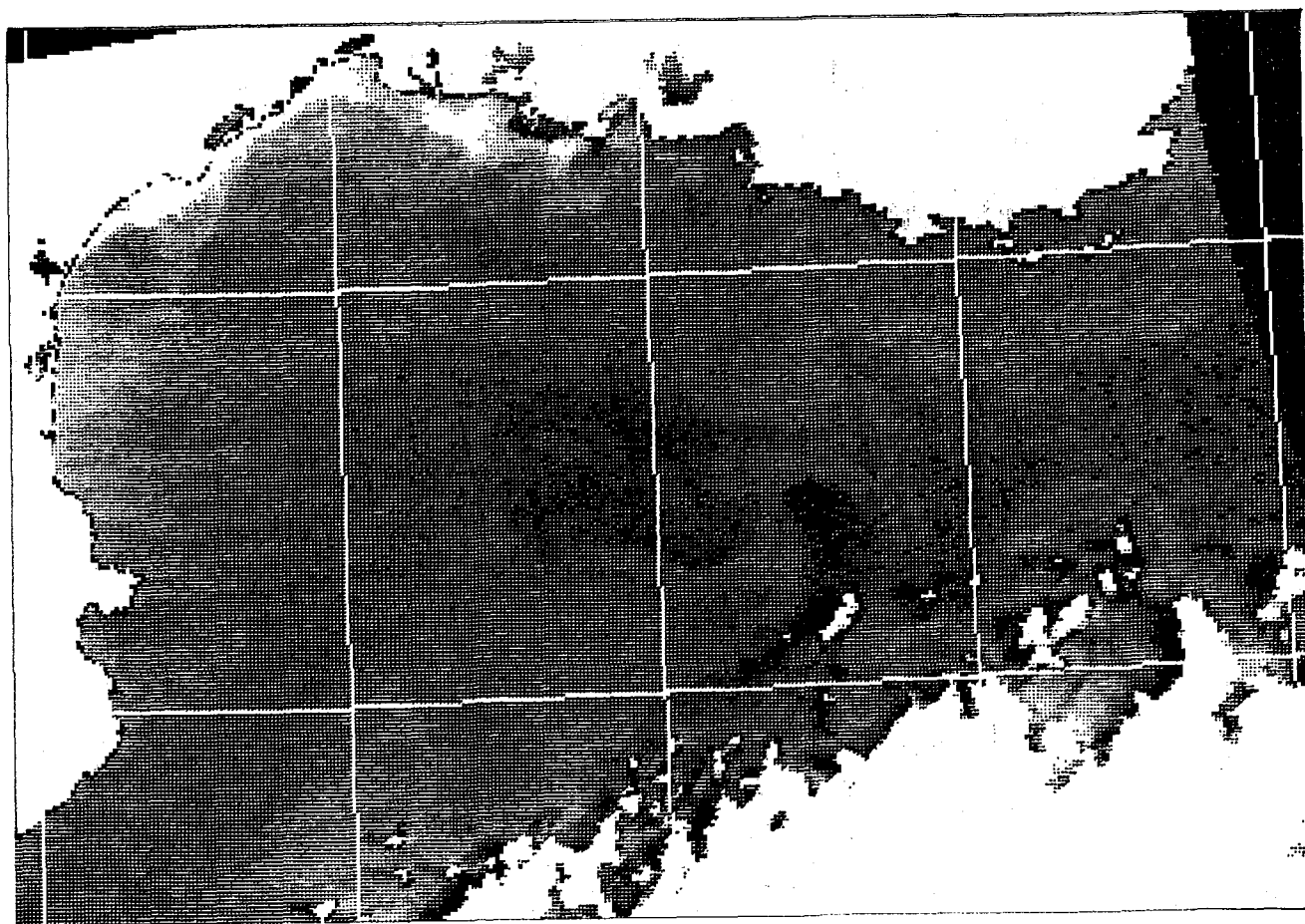


Figure 3.39 : Image des concentrations relatives en pigments chlorophylliens (CZCS - canal 1) du 28 avril 1981. La zone la plus riche en pigment s'est encore déplacée vers l'Est, sous forme d'une large zone tourbillonnaire.

Une seule image CZCS est disponible au mois de mai (6 mai). Une vaste zone dynamiquement instable s'étend, par environ 5 à 7°E et 41 à 43°N (figure 3.40). De nombreux tourbillons sont visibles et contiennent des concentrations pigmentaires plus élevées que l'eau environnante.

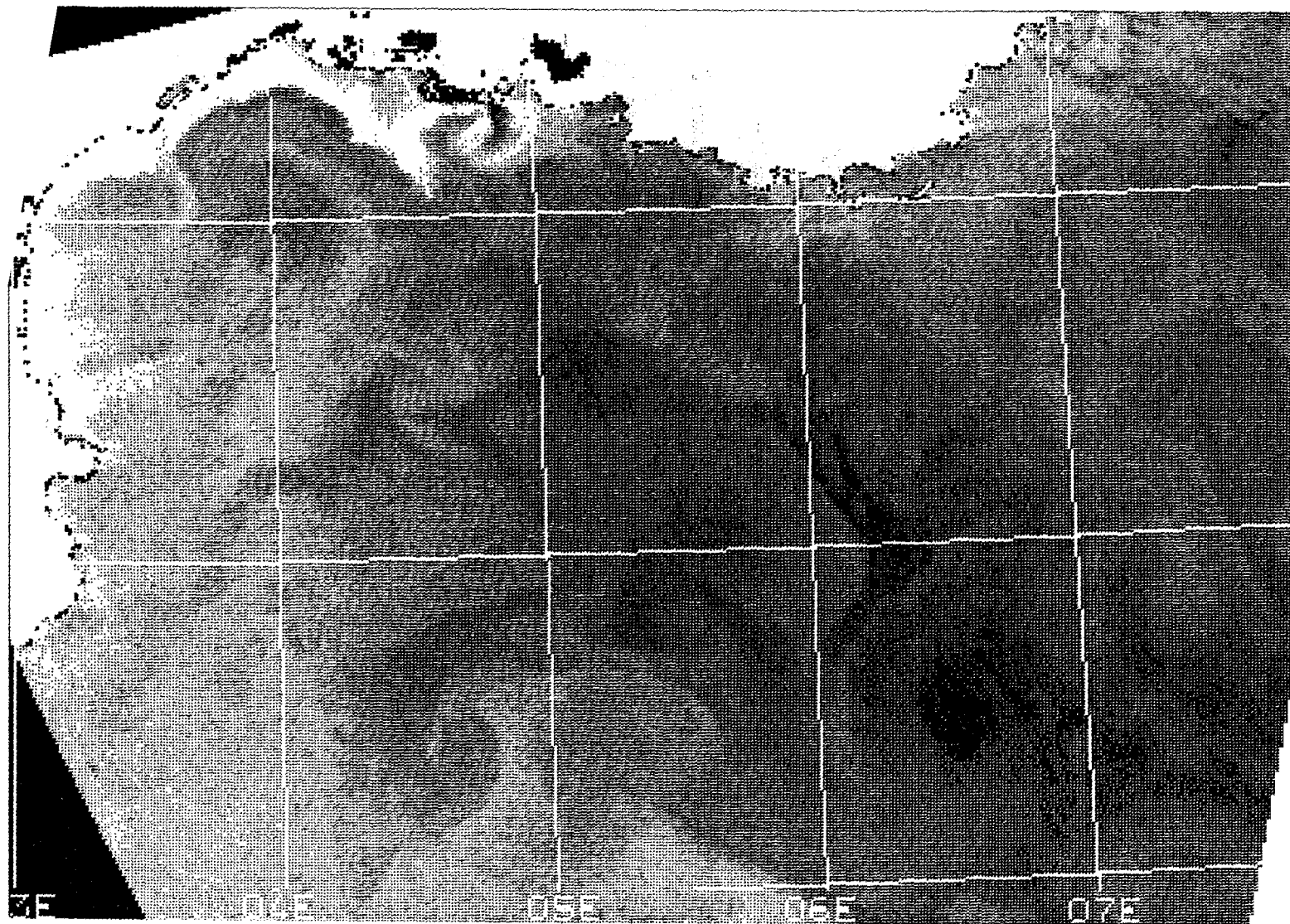


Figure 3.40 : A la fin de la saison de forte production relative du phytoplancton, comme sur cette image du 6 mai, on observe à la fois de forts gradients associés à de larges tourbillons, mais aussi la confirmation qu'au cours des mois d'avril et mai, l'utilisation des sels nutritifs par le phytoplancton s'effectue suivant un déplacement général d'Ouest en Est. Les plus fortes concentrations en pigments chlorophylliens apparaissent en noir et les plus faibles en gris clair.

C'est donc entre les mois d'avril et de mai que l'on observe une large présence de zones productives étendues, associées à des tourbillons de plusieurs dizaines de km de diamètre. Simultanément, les zones les plus riches s'étendent régulièrement vers l'est au cours du printemps et correspondent à une utilisation progressive des sels minéraux d'ouest en est. Cette utilisation paraît rapide (deux mois environ), mais très intense. En effet, en Méditerranée, la période de productivité est restreinte dans le temps et des mesures en mer ont montré qu'une assez faible partie du potentiel nutritif est en fait utilisée.

Plus tard, à partir du mois de juin, commence la stratification de la couche d'eau superficielle; l'utilisation des sels nutritifs apportés par le mélange hivernal est achevée; on observe dans toute la zone du large de faibles gradients en pigments chlorophylliens (figure 3.41). Jusqu'à l'hivers prochain, les enrichissements biologiques dans le nord du golfe auront pour seule origine les apports rhodaniens.

Cette situation de faibles gradients caractérise la période estivale et se poursuit au moins jusqu'en septembre ou octobre, où se produit une courte période de mélange donnant lieu à une seconde poussée planctonique de faible intensité.

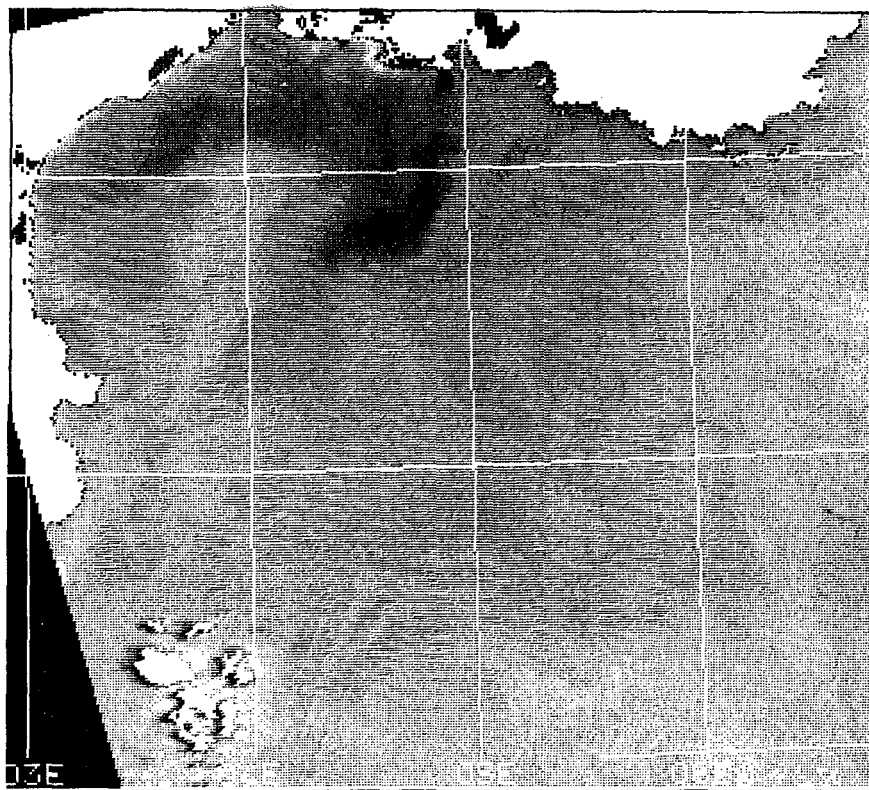


Figure 3.41 : Au mois de juin, commence la stratification des eaux superficielles, accompagnée d'une pauvreté générale sur le golfe. Seule la partie Nord bénéficie localement de l'enrichissement dû aux apports rhodaniens, comme le montre l'image des concentrations relatives en pigments chlorophylliens du 5 juin 1981.

3.4 LE FRONT OCEANIQUE NORD-BALEARES OBSERVE PAR SATELLITE

Le front Nord-Baléares est une frontière thermique importante, séparant les eaux froides du golfe du Lion des eaux chaudes s'étendant des côtes espagnoles jusqu'en Sardaigne (figure 3.42). Des cartes thermiques moyennes

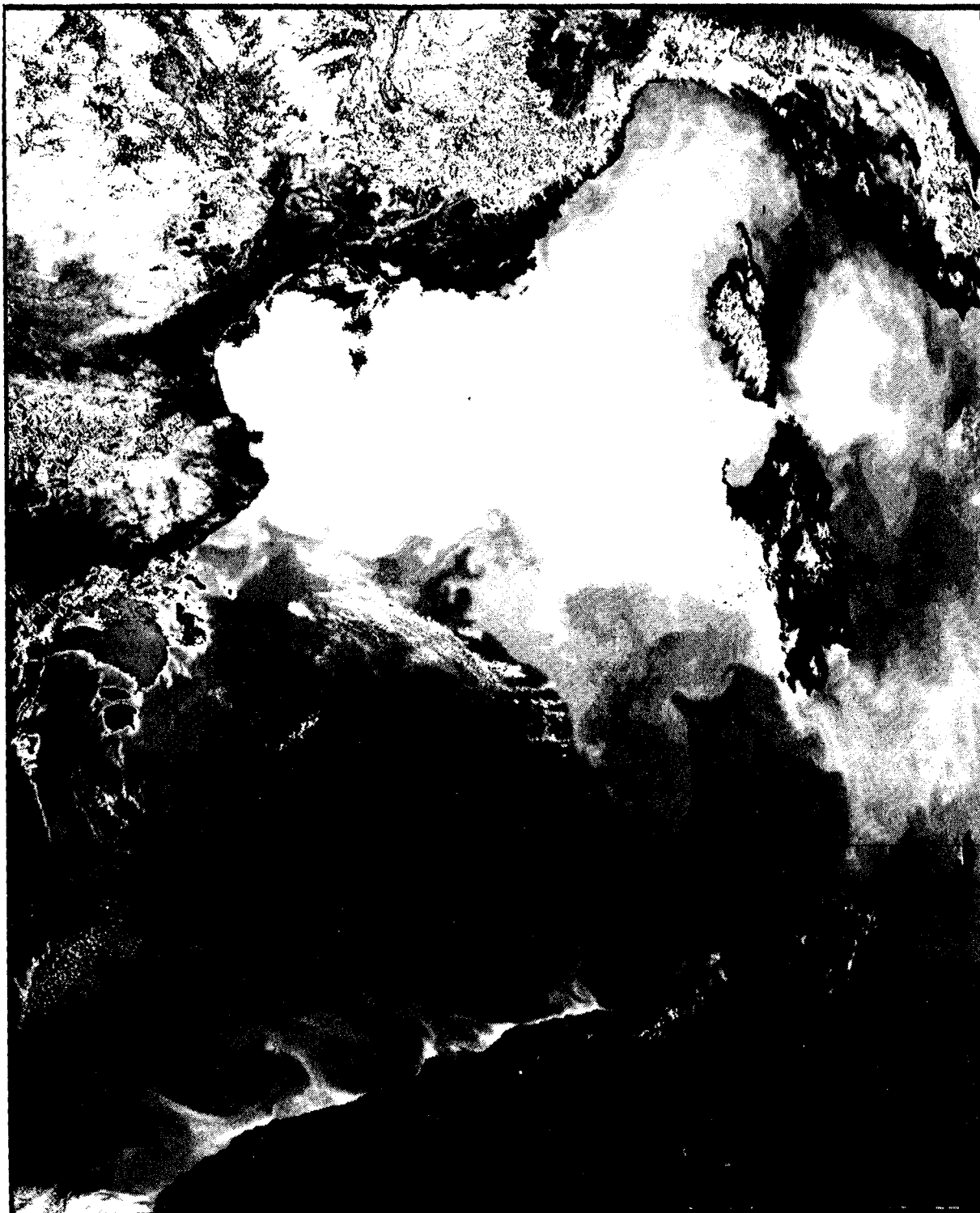


Figure 3.42 : Thermographie AVHRR du 22 juillet 1980 prise par le satellite NOAA 6 au-dessus de la Méditerranée occidentale. On note la présence du front Nord-Baléares qui s'étend des côtes espagnoles jusqu'en Sardaigne. Ce front est parcouru par de multiples tourbillons cycloniques et anticycloniques.

établies en routine d'après les mesures AVHRR (Champagne-Philippe, Harang, 1982) montrent, de juillet à décembre, la présence quasi permanente de ce front thermique (figure 3.43).

L'observation des images CZCS montre qu'il correspond aussi à une frontière biologique, délimitant au sud des eaux plus pauvres en pigments chlorophylliens. Ceci est très net en été (figure 3.44, du 28 juillet 1981), mais aussi en automne (figure 3.45, du 30 septembre 1981).

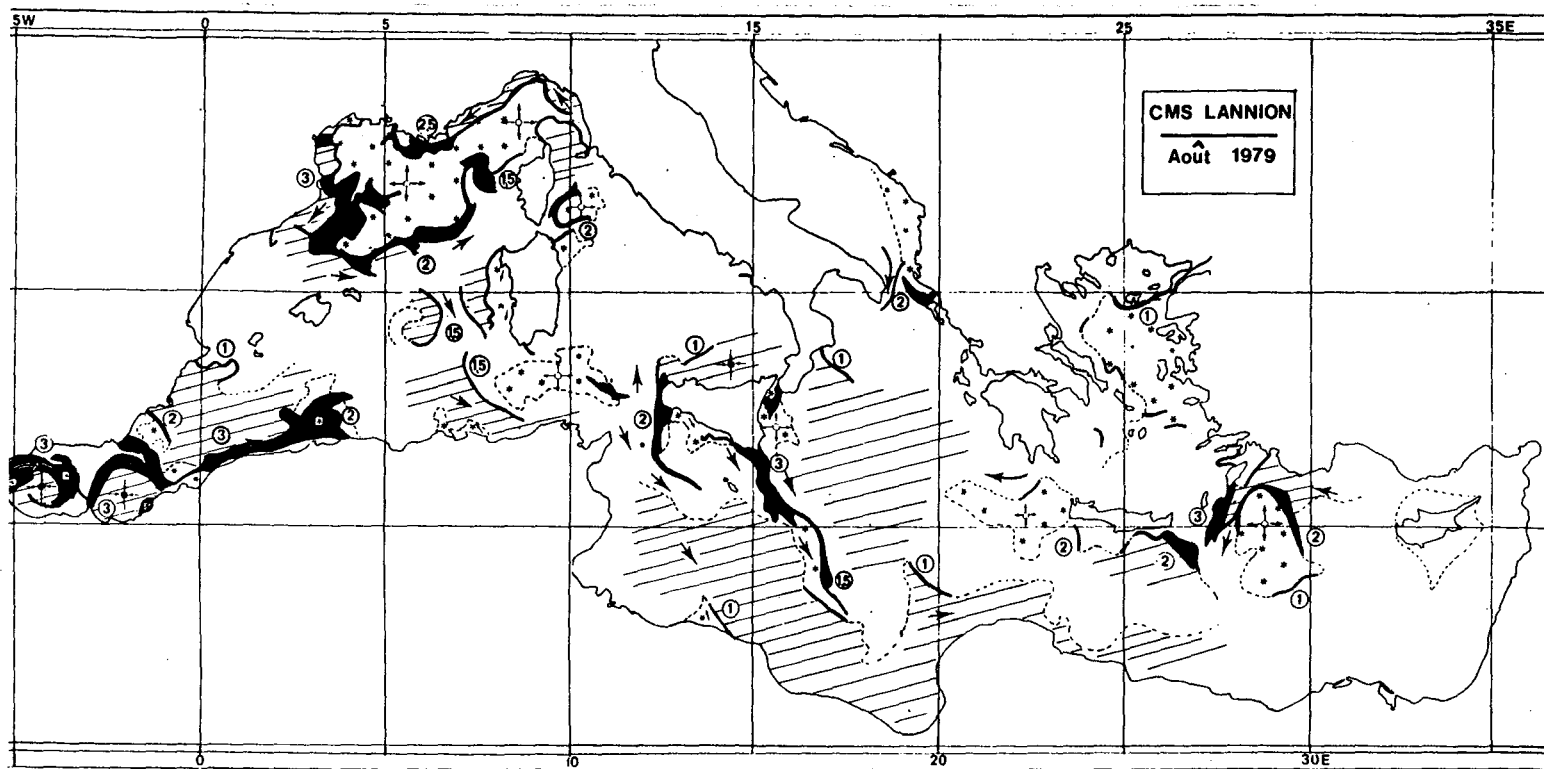


Figure 3.43 : Carte des fronts thermiques superficiels en Méditerranée. Août 1979.

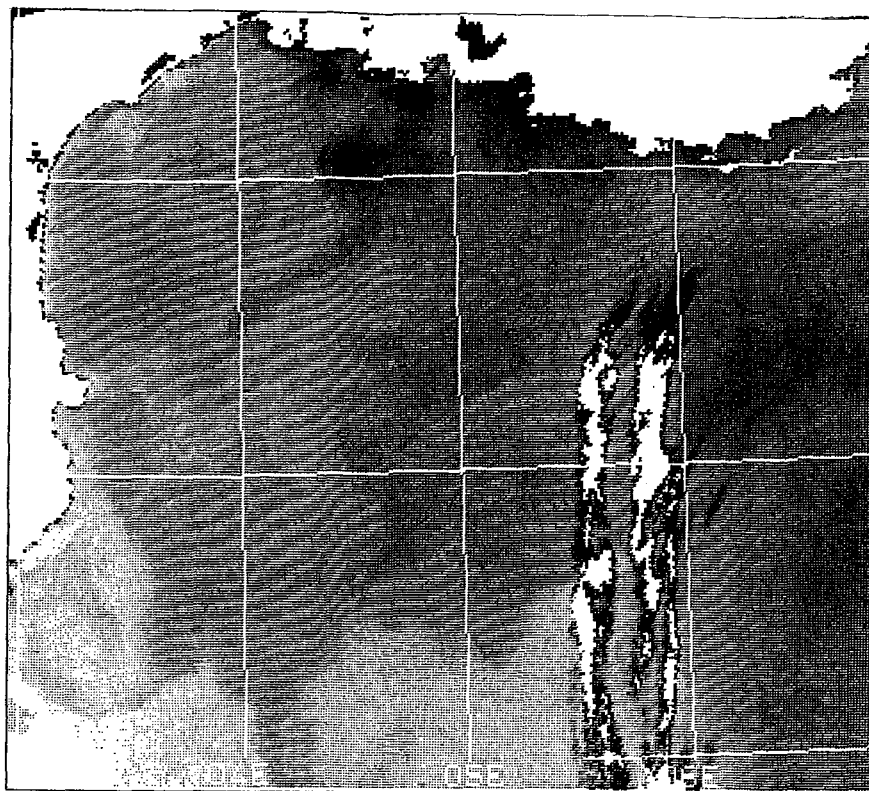
- zone d'observation des fronts
- ▨ eau chaude
- ⋯ eau froide

- circulation ou tourbillon cyclonique (divergence)
- ⊗ circulation ou tourbillon anticyclonique (convergence)
- direction supposée du courant de surface.

② gradient maximal en °C/5 km mesuré au cours du mois dans la zone frontale

(in Champagne-Philippe, Harang, 1982.)

a



b

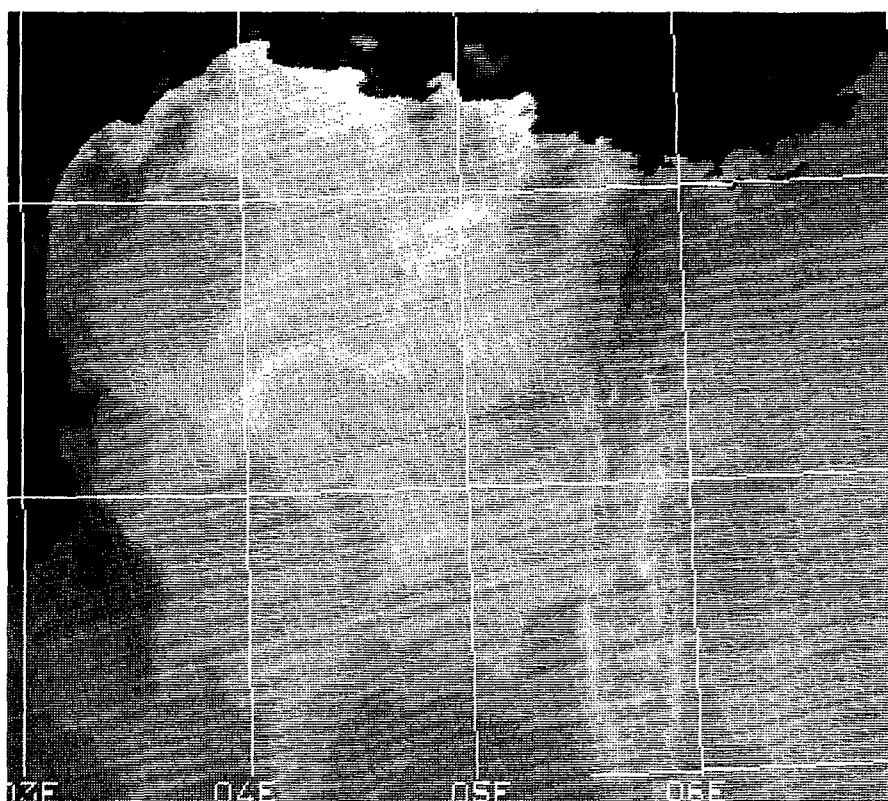
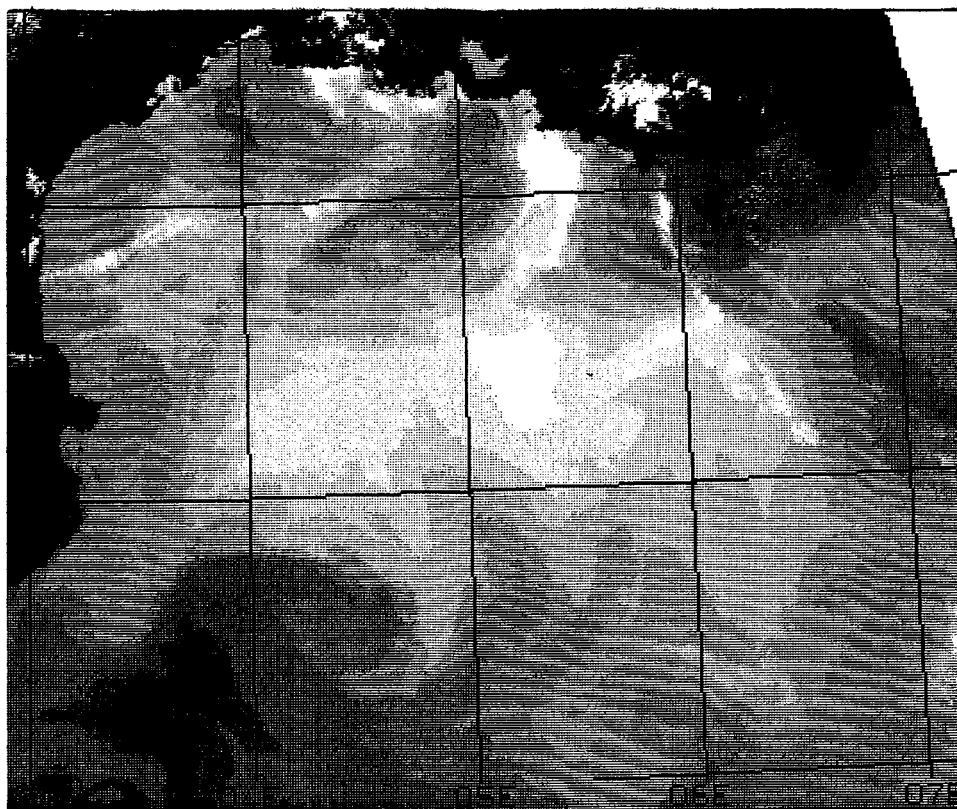


Figure 3.44 : Image CZCS (a: canal 1, b: canal thermique) du 28 juillet 1981. On observe au cours du mois de juillet, une importante zonation correspondant à deux masses d'eau différentes, séparées par le front Nord-Baléares qui s'étend entre 41 et 42°N. Au Nord, l'eau est relativement froide mais plus riche qu'au Sud, où la température de surface est supérieure de 3 à 4°C (b).

a



b

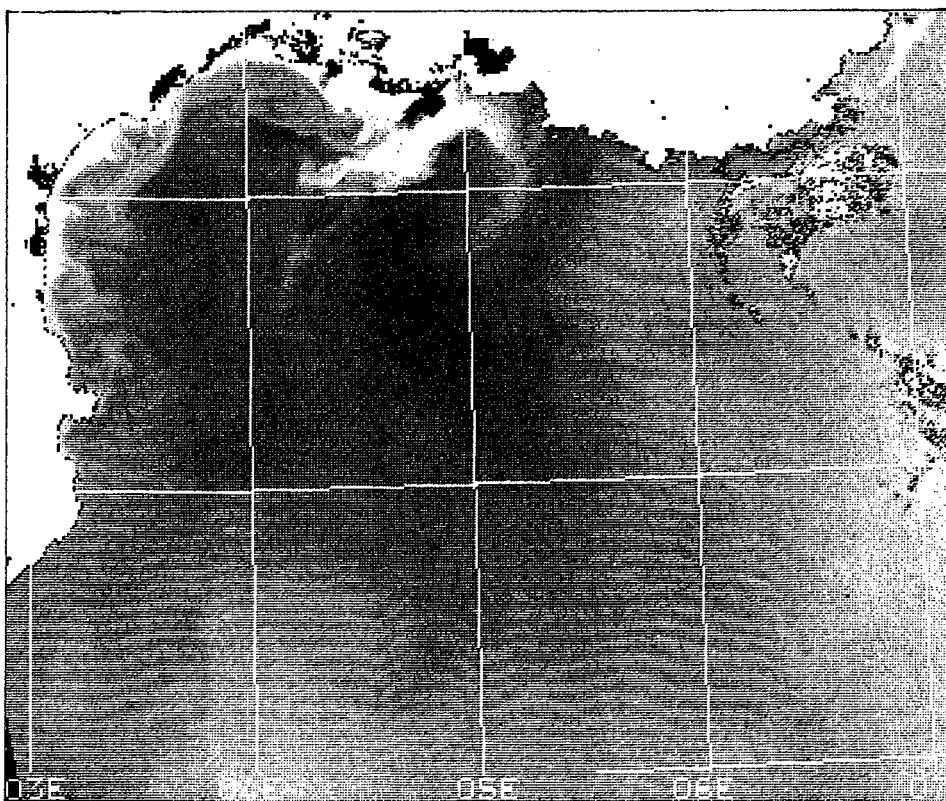


Figure 3.45 : Une image AVHRR (a) du 30 septembre 1981 montre toujours la présence du front thermique qui correspond encore à une limite de richesse phytoplanctonique (image CZCS-canal 1, b). On remarquera sur les deux images, un large tourbillon anticyclonique centré par 4°30'E et 41°30'N, caractéristique de cette zone frontale.

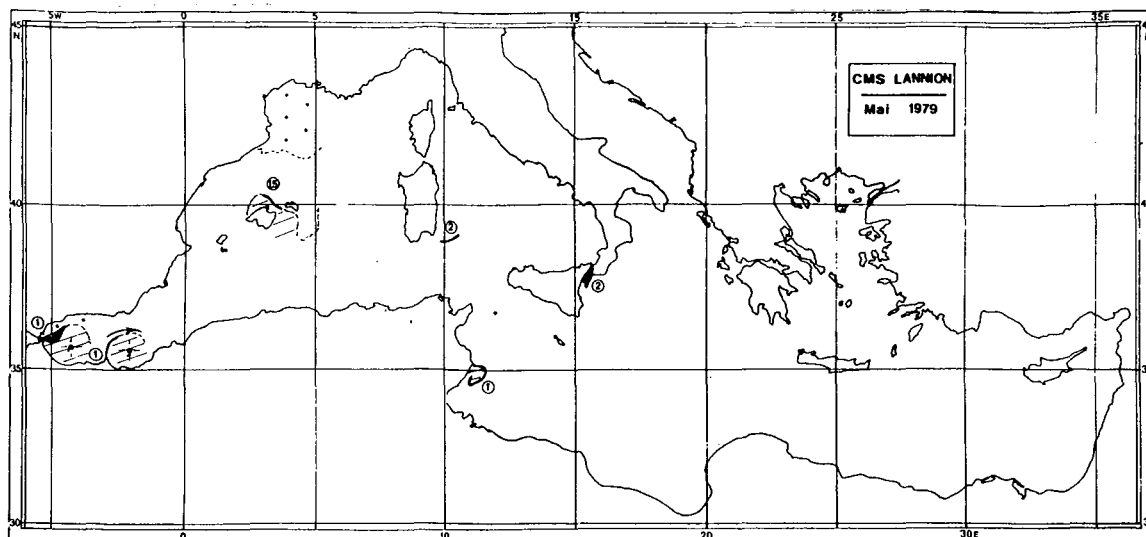


Figure 3.46 : Carte des fronts thermiques superficiels en Méditerranée. Mai 1979.

- zone d'observation des fronts
- ▨ eau chaude
- ⋯ eau froide
- circulation ou tourbillon cyclonique (divergence)
- circulation ou tourbillon anticyclonique (convergence)
- direction supposée du courant de surface

② gradient maximal en °C/5 km mesuré au cours du mois dans la zone frontale.

in Champagne-Philippe, Harang, 1982.

Cette relative richesse de la Méditerranée occidentale en été est due à la circulation cyclonique qui y règne, favorisant une structure en dôme des isopycnes. La divergence suffit pour introduire dans la couche euphotique des sels minéraux provoquant un développement modéré de phytoplancton.

Durant cette période, le front Nord-Baléares forme une barrière permanente, sujette à des déplacements en latitude, entre 41 et 42°N. Le contraste thermique estival est toujours important, de 3 ou 4°C.

En hiver, cette frontière thermique apparaît moins nettement, à cause des plus faibles gradients (figure 3.46), et est repoussée plus au sud, laissant place aux processus dynamiques qui se déroulent au nord de cette zone et qui caractérisent la situation hydrologique hivernale du golfe du Lion.

Il arrive qu'en été, peut-être à cause de l'influence du courant Ligure qui pousse une partie de l'eau superficielle du golfe du Lion vers le sud, on assiste au voisinage du front Nord-Baléares à un faible enrichissement

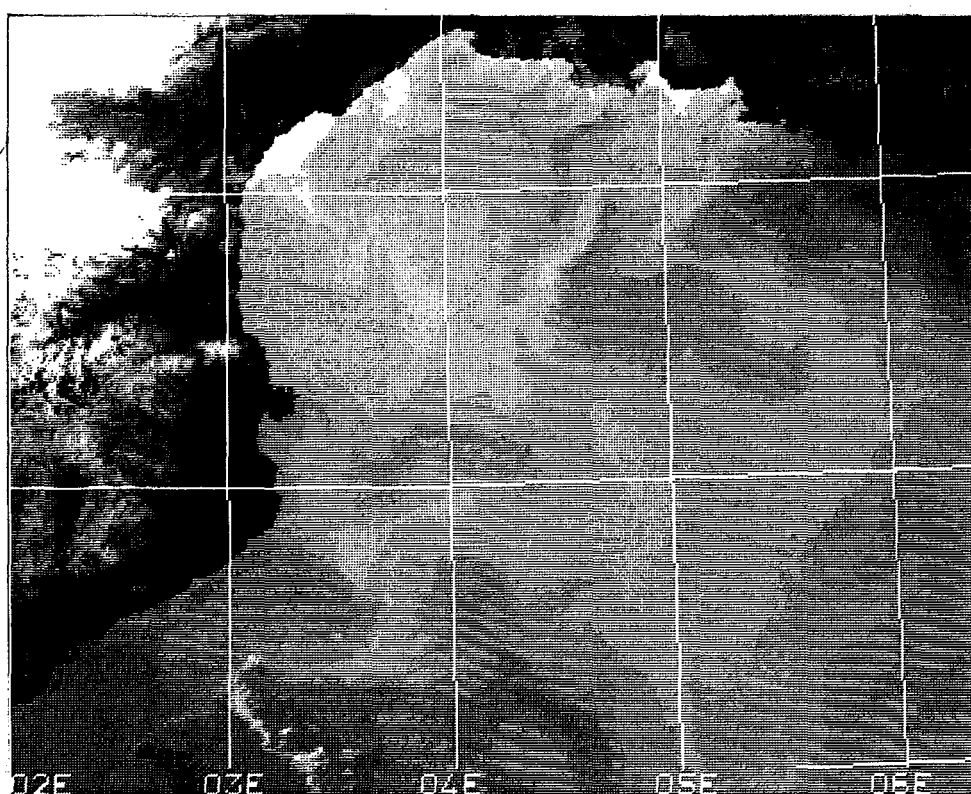
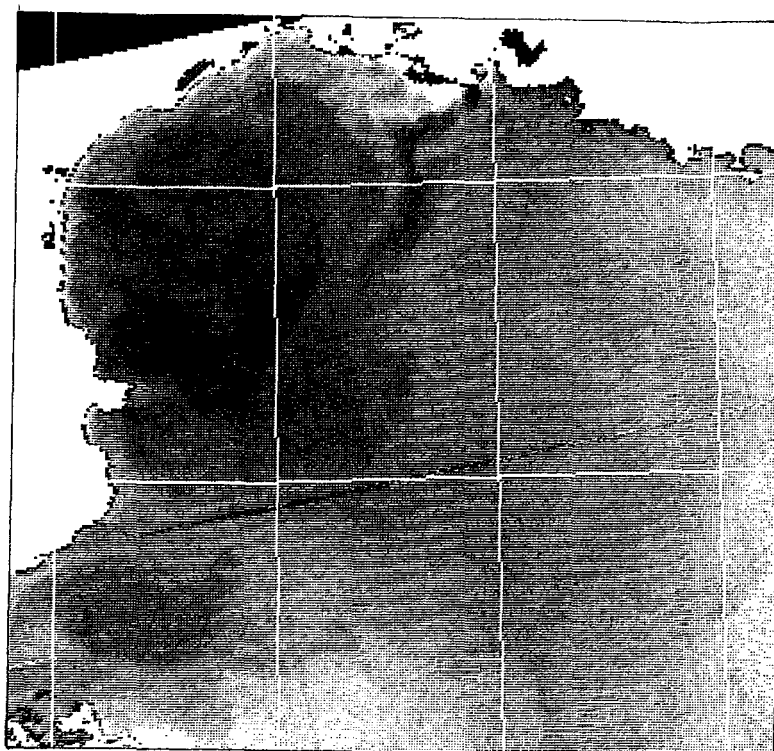


Figure 3.47 : Sur les images CZCS-1 (a) et AVHRR du 15 juillet 1981, on distingue, centré par $3^{\circ}20'E$ et $41^{\circ}30'N$, un tourbillon riche en pigments, d'environ 50 kilomètres de diamètre (en sombre). Sa présence provient peut-être d'un enrichissement local de la bordure Nord du front Nord-Baléares, dont il est rattaché d'un point de vue thermique (b).

local en sels nutritifs. Ce phénomène a été observé le 15 juillet 1981 ; ce jour-là, on distingue un tourbillon anticyclonique très marqué, plus riche en chlorophylle (figure 3.47a) et parfaitement individualisé, centré par environ 3°20'E et 41°30'N. Son diamètre moyen est de 50 km. Ce tourbillon est cependant bien rattaché thermiquement à l'eau chaude présente au Sud (figure 3.48b).

Ces quelques exemples semblent indiquer que le front Nord-Baléares constitue, surtout pendant la période estivale, entre 41 et 42°N, une véritable barrière biologique, isolant la Méditerranée nord-occidentale qui profite seule de l'enrichissement rhodanien.

QUATRIEME PARTIE

APPLICATIONS EN OCEANOGRAPHIE

DE L'EVALUATION DE L'ECLAIREMENT GLOBAL

HORAIRE EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE

4.1 INTRODUCTION

Comme le souligne Ivanoff (1975), le rayonnement solaire joue un rôle fondamental tant en océanographie physique que biologique. Nous nous proposons dans cette étude d'établir mensuellement pour l'ensemble de la Méditerranée occidentale et grâce à des données de télédétection, une estimation de l'éclairement solaire global maximal au niveau de la mer pour l'année 1983, à partir de la mesure d'un indice d'enneuagement instantané.

L'éclairement solaire global est la somme du rayonnement direct et diffus. Outre son intérêt dans le calcul du bilan radiatif, la connaissance de la répartition de l'énergie absorbée à la surface de la terre et de la mer constitue la cause première de la circulation atmosphérique et océanique. Elle permet aussi d'expliquer certaines situations hydrologiques particulières liées à des microclimats.

Le rayonnement lumineux à la surface de la mer représente la principale source d'énergie reçue par l'océan, et sa connaissance a des répercussions diverses dans de nombreuses branches de l'océanographie. En biologie, l'absorption sélective du rayonnement solaire incident par les particules et les substances dissoutes dans l'eau de mer détermine la profondeur de la couche euphotique, niveau limite de la photosynthèse, donc de la production primaire de l'écosystème pélagique.

Même si l'intensité lumineuse est rarement un facteur limitant directement la productivité océanique, elle détermine la profondeur du maximum de production primaire, qui se situe aux environs d'une dizaine de mètres en Méditerranée, ainsi que la vitesse de croissance des populations phytoplanctoniques et le déclenchement des poussées printanières.

Le flux lumineux incident est converti sous d'autres formes d'énergie dont la plus importante est l'énergie thermodynamique. Les échanges air-mer, dont la principale manifestation est l'évaporation, sont directement responsables des circulations des masses d'eau à grande et moyenne échelle, ainsi que des phénomènes purement mécaniques tels que le

vent et les vagues.

L'évaluation des bilans hydriques est également sous l'étroite dépendance du rayonnement solaire, par le biais de l'évaporation. Une telle évaluation est désormais possible par la télédétection satellitaire, grâce à l'emploi de méthodes statistiques et de modélisations physiques (Guillard, Monget, 1983).

En l'absence de mesures in situ, le réseau d'héliomètres étant inexistant en ce qui concerne les étendues marines, la télédétection par les satellites géostationnaires d'observation tels que METEOSAT 2 représente, de par l'étendue et la répétitivité des mesures, le moyen actuel le plus performant d'estimation du rayonnement solaire et de ses variations spatio-temporelles. La possibilité d'une telle estimation a été mise en évidence pour la première fois par Raschke et Preuss en 1979. Depuis, plusieurs méthodes ont été mises au point et testées avec succès comparativement aux méthodes classiques (Gautier et al 1980 ; Möser, Raschke, 1981 ; Pastre, 1981 ; Cano, 1982).

Nous utiliserons la méthode de Cano, basée sur des statistiques d'observations, et qui a été mise au point au C.T.A.M.N.. Cette méthode consiste en une utilisation statistique d'images du canal visible du satellite METEOSAT 2. Elle permet d'estimer le rayonnement global au sol avec une précision très satisfaisante grâce au calcul d'un indice d'ennuagement.

Nous nous contenterons d'exposer les grandes lignes de la méthode, en examinant plus particulièrement son application au domaine marin.

4.2 EVALUATION DE L'INDICE D'ENNUAGEMENT

4.2.1 Définition

On appelle indice d'ennuagement à l'instant t la quantité définie par l'équation :

$$n_{ij}(t) = (\rho_{ij}(t) - \rho_{ij}(\text{sol})) / (\rho(\text{nu}) - \rho_{ij}(\text{sol})) \quad (1)$$

$\rho_{ij}(t)$ est l'albedo apparent, c'est à dire une normalisation de la luminance mesurée à l'instant t par le satellite, en fonction de la hauteur du soleil au moment de l'observation. Un exemple en est donné par la figure 4.1.a.

$\rho_{ij}(\text{sol})$ est l'albedo réel du sol déterminé de manière itérative par une séquence d'observations dans le canal visible (figure 4.1.b).

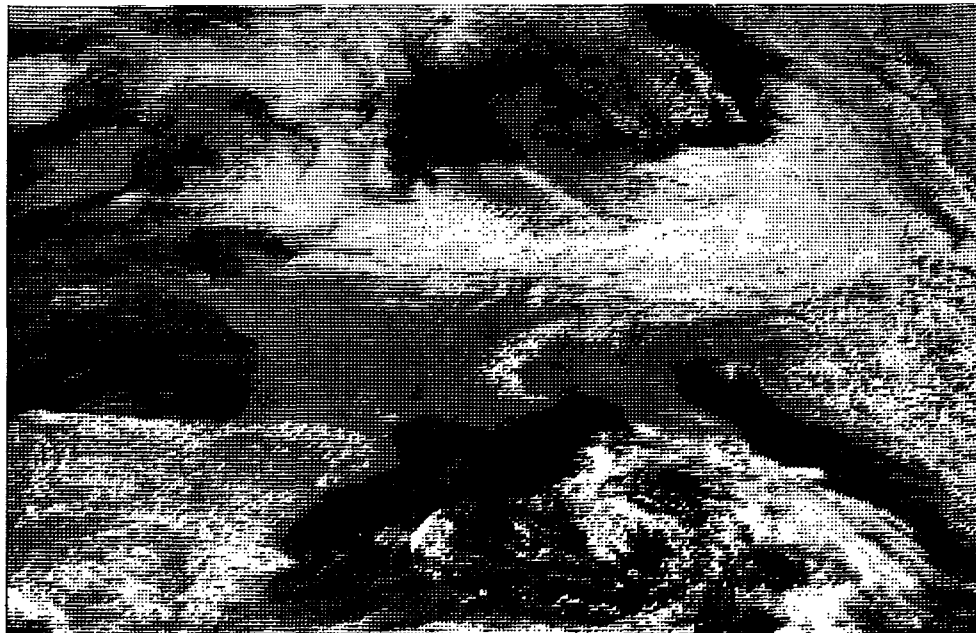
$\rho(\text{nu})$ est l'albedo moyen de nuages opaques.

L'indice d'ennuagement varie entre les valeurs 1 (nuages complètement opaques) et 0 (ciel entièrement dégagé).

4.2.2 Traitement séquentiel

On dispose d'une image de l'albedo réel moyen du sol (figure 4.1.b) obtenue par combinaison de plusieurs images. Elle peut être éventuellement affinée à chaque nouvelle image traitée, en tout point où l'albedo observé est inférieur à celui de l'image d'albedo initiale.

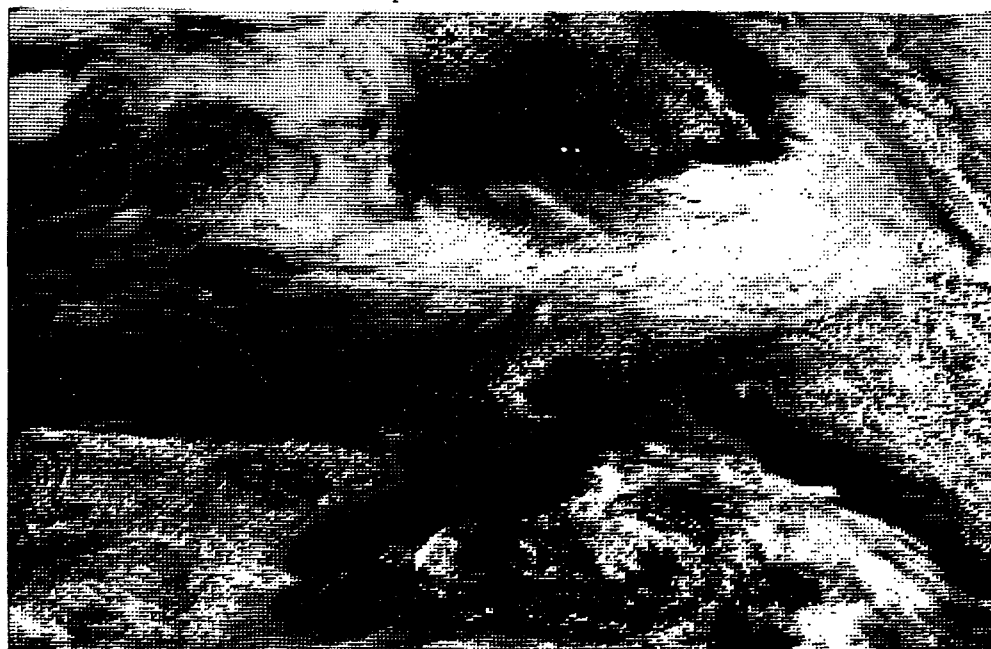
L'estimation de l'ennuagement par l'équation (1) n'est pas possible a priori pour les zones marines, dont la surface est loin d'être un réflecteur lambertien. Cependant, dans le cas précis de METEOSAT, la méthode est applicable. En effet, les géométries de visée du satellite de l'irradiation solaire sont telles que l'angle zénithal solaire est grand et que la différence entre l'angle azimuthal solaire et l'angle azimuthal du capteur visant nos régions est petite. Dans ces conditions, le facteur de réflectance bidirectionnel de la surface de la mer est quasi-nul et constant quelque soit l'angle zénithal solaire (Wald, Monget, 1983). Grâce à cette géométrie, le flux lumineux rétrodiffusé par la mer est négligeable. L'albedo de la mer Méditerranée vu par METEOSAT peut être



4.1a Image brute (canal visible, 26 avril 1982, 12h)



4.1b Image d'albedo de l'Europe en avril 1982



4.1c Image d'ennuagement le 26 avril 1982 à midi

Figure 4.1 Principales étapes du traitement effectué à partir des images METEOSAT brutes du domaine visible pour la calcul de l'éclairement global maximal au sol, d'après Cano (1982).

considéré comme nul toute l'année et la méthode de calcul de l'éclairement global parfaitement applicable.

4.2.3 Etablissement de moyennes mensuelles

On dispose à ce stade du traitement de trois images d'ennuagelement par jour pour chaque slot (voir figure 4.1.c). Seules les images du slot 25 (12h à 12h30 T.U. et acquises, pour la Méditerranée occidentale entre 12h19 et 12h22 T.U.) sont utilisées pour le calcul de moyennes mensuelles. On considère qu'elles sont représentatives de la situation nuageuse au moment où l'éclairement global est maximal c'est à dire à midi. De plus, il existe des modèles simples permettant de calculer l'irradiation journalière (quantité d'énergie reçue durant la journée) en fonction de l'éclairement global maximal (quantité d'énergie instantanée, c'est à dire une puissance).

Un programme de calcul de moyenne est appliqué à l'ensemble des images disponibles chaque mois, directement sur bande magnétique. Il calcule en chaque point des images du slot 25 la moyenne de l'indice d'ennuagelement qui est considéré comme celui existant à midi. Ces images moyennes vont servir de base à l'évaluation de l'éclairement global maximal mensuel.

4.3 EVALUATION DE L'ECLAIREMENT GLOBAL MAXIMAL AU SOL

4.3.1 Définition

La méthode employée pour l'évaluation de l'éclairement global maximal au sol à midi est purement statistique.

La variable considérée est, soit le taux de transmission instantané de l'éclairement global par l'atmosphère, KT , soit le taux de transmission moyen horaire KT_h . On peut l'écrire :

$$KT_{ij} = E_{ij} / E_{oij} \quad (2a)$$

où E_{ij} est l'éclairement global au niveau de la mer sur plan horizontal à l'instant t , et E_{oij} l'éclairement hors atmosphère sur plan horizontal au même instant,

ou encore :

$$KT_{hij} = \int^t KT_{ij} dt = IR_{ij} / IR_{oij} \quad (2b)$$

où IR_{ij} est l'irradiation globale sur l'intervalle de temps considéré

(heure ou journée), et $IR_{o,ij}$ l'éclairement mesuré hors atmosphère sur plan horizontal et moyenné sur l'intervalle de temps considéré.

4.3.2 Correspondance taux de transmission / indice d'ennuagement

Pour chaque classe de hauteur du soleil, on peut établir une relation linéaire entre KT , taux de transmission instantané du rayonnement global par l'atmosphère à un instant t , et n , indice d'ennuagement au même instant. Cette relation est du type :

$$KT_{ij}(t) = a_{ij}n_{ij}(t) + b_{ij} \quad (3a)$$

ou encore : $KT_{hij} = a'_{ij}n_{ij} + b'_{ij} \quad (3b)$

n_{ij} étant lié à l'indice d'ennuagement moyen sur l'intervalle de temps considéré par une relation linéaire.

Pour chaque tranche horaire et pour 27 stations de mesures de la Météorologie Nationale pour lesquelles des relevés de l'irradiation globale horaire (donc de taux de transmission) sont disponibles, les coefficients d'estimation linéaire a_{ij} et b_{ij} ont été calculés par la méthode des moindres carrés ainsi que le coefficient de corrélation linéaire r_{ij} .

La figure 4.2 montre pour la station de Carcassonne, assez représentative de la moyenne nationale, la bonne corrélation linéaire existant entre le taux de transmission observé et l'indice d'ennuagement calculé par satellite sur des mesures effectuées en mai 1979 pour la tranche horaire 12h-13h (d'après Cano, 1982).

Les paramètres a_{ij} et b_{ij} ne sont probablement pas constants toute l'année. la variation de ces paramètres n'a pas été étudiée. Toutefois, d'après Bourges (1979), l'erreur relative sur l'éclairement global à midi est de l'ordre de 5%.

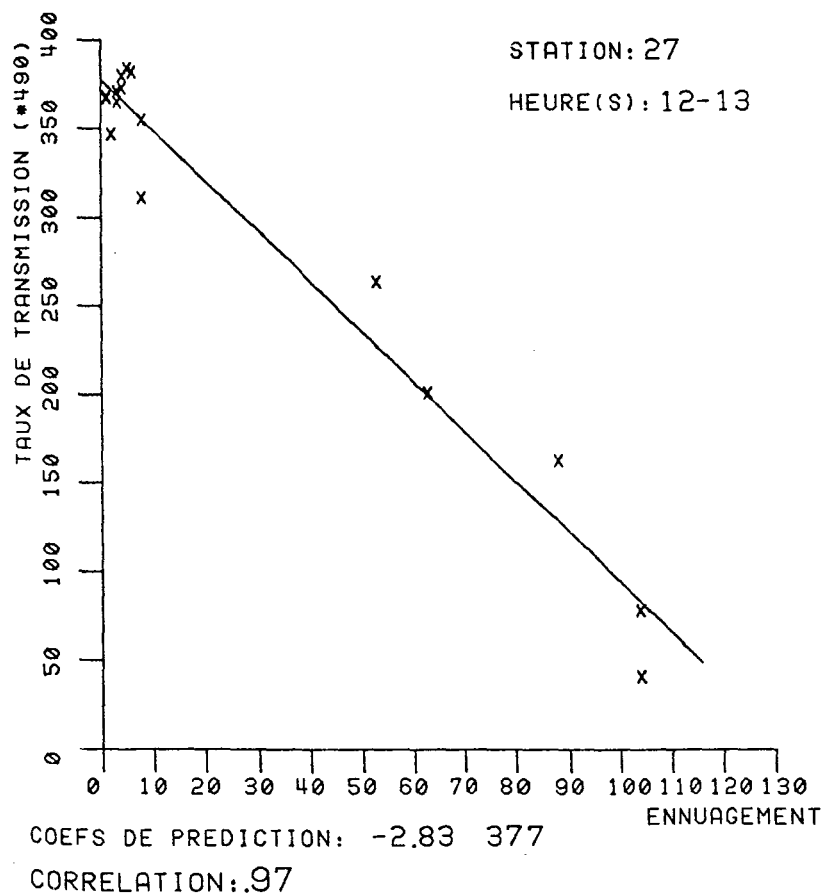


Figure 4.2 Droite de corrélation entre taux de transmission observé et indice d'ennuagement calculé pour la station de Carcassonne et pour la tranche horaire 12h-13h, in Cano (1982).

4.3.3 Estimation de l'éclairement global maximal au sol

Les relations 3a et 3b permettent donc de déterminer E_{ij} éclairement solaire global (équation 2a), ou encore IR_{ij} , irradiation solaire globale (d'après l'équation 2b). C'est la première solution qui sera choisie pour cette étude.

L'éclairement global au sol sur plan horizontal s'écrit :

$$E_{ij}(t) = K T_{ij} E_{o,ij}(t)$$

$E_{o,ij}$ étant l'éclairement global moyen sur plan horizontal hors atmosphère qui s'écrit :

$$E_{o,ij} = E_o \text{ CDS } \sinh$$

avec : E_o : constante solaire moyenne, soit 1353 W/m^2

CDS : terme correctif de distance Terre-Soleil

h : hauteur du soleil sur l'horizon

on a donc : $E_{ij} = (a_{ij} n_{ij} + b_{ij}) E_o \text{ CDS } \sinh \quad (5)$

Une fois calculés les termes constants (tableau 4.1), l'estimation du rayonnement global est donc immédiate à partir de l'indice d'ennuagement précédemment calculé.

mois: janv: févr: mars: avr : mai : juin: juil: août: sept: oct : nov : déc
CDS :1,032:1,024:1,009:0,993:0,977:0,967:0,967:0,976:0,990:1,006:1,022:1,031
décl:-20,8:-12,7: -1,9: +9,9:+18,9:+23,1:+21,3:+13,7: +3,0: -8,8:-18,4:-23,0
sinh:0,484:0,602:0,740:0,861:0,929:0,953:0,943:0,893:0,795:0,655:0,520:0,450
$E_{o,ij}$: 676 : 834 : 1011: 1157: 1228: 1247: 1234: 1179: 1064: 891 : 719 : 628

Tableau 4.1 : Moyennes mensuelles des principaux paramètres astronomiques utilisés dans le calcul de l'éclairement global.

Pour le mois de mai 1979, la courbe éclairement global horaire mesuré sur éclairement global horaire estimé est représentée pour l'ensemble des 27 stations françaises sur la figure 4.3. Le coefficient de corrélation

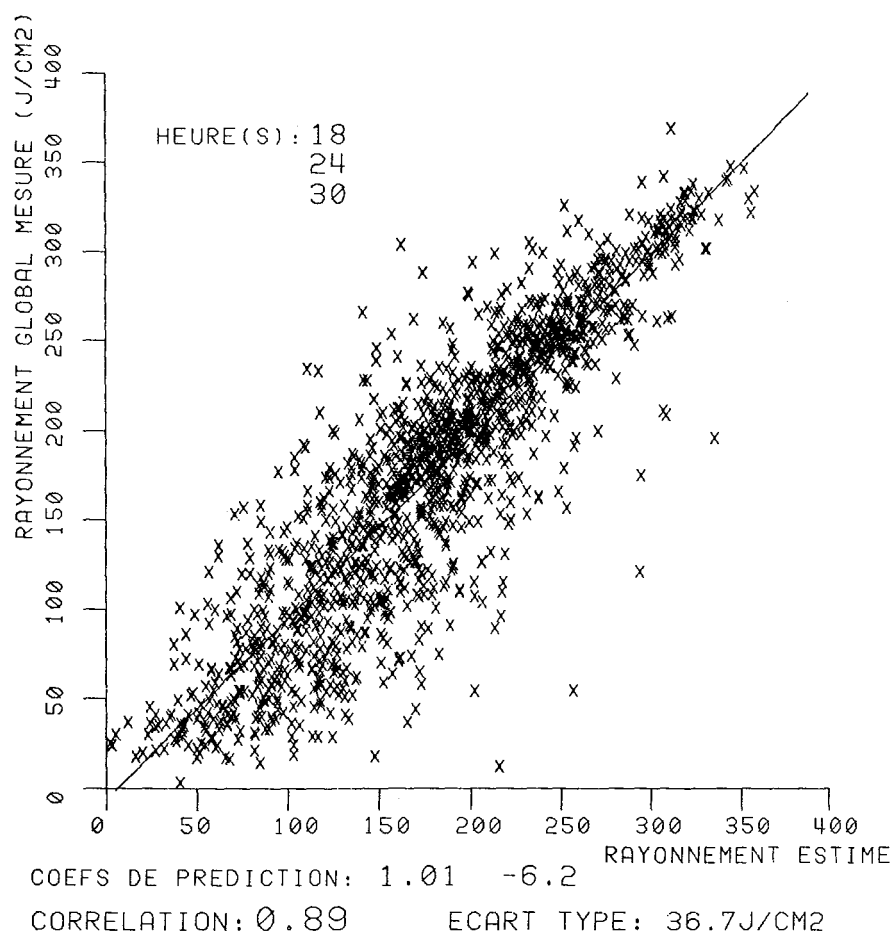


Figure 4.3 Nuage des points du plan éclairement estimé par satellite et éclairement mesuré au sol, obtenu en considérant les trois tranches horaires 8h-9h, 11h-12h, 14h-15h, in Cano (1982).

moyen est de 0.89 pour l'ensemble des stations et la précision en valeur absolue obtenue sur le calcul de l'irradiation globale horaire par cette méthode est de 10%. Cette dernière concorde avec celle obtenue par les autres auteurs. Cependant, d'après la finesse des images d'ennuageement utilisées, on peut estimer que la précision en valeur relative est nettement supérieure, de par la nature statistique de la méthode.

Pour notre étude, nous avons choisi les trois stations météorologiques qui apparaissent comme les plus représentatives du climat méditerranéen parmi les 27 stations françaises disposant d'un pyranomètre : Ajaccio, Les îles du Levant et Nice.

Le tableau 4.2 donne pour ces trois stations les valeurs des coefficients de passage de l'indice d'ennuageement à l'éclairement global pour la tranche horaire 12h-13h, durant le mois de mai 1979 ainsi que la corrélation entre l'éclairement global calculé à partir des mesures au sol et l'éclairement global calculé à partir des images METEOSAT.

Pour les stations des îles du Levant et d'Ajaccio, qui sont les plus "marines", le coefficient associé est nettement supérieur à celui de la moyenne des 27 stations françaises qui est de 0,89, sans doute à cause de la plus grande stabilité du climat méditerranéen qui permet une meilleure corrélation dans le temps entre les mesures du satellite et les relevés météorologiques au sol.

Etant donné le manque de mesures disponibles sur l'ensemble de la Méditerranée, nous considérerons ces coefficients comme représentatifs de la zone étudiée, ce qui paraît légitime, compte tenu des valeurs d'ennuageement assez faibles observées en Méditerranée, et de la relative uniformité du climat.

station	a	b	r
Ajaccio	1,20	-46,24	0,986
Iles du Levant	0,96	5,21	0,966
Nice	0,91	-2,54	0,805
moyenne	1,02	-14,52	0,919

Tableau 4.2 : Valeurs des coefficients de la droite éclairement mesuré / éclairement estimé et de son coefficient de corrélation, estimé pour 3 stations méditerranéennes.

4.4 ACQUISITION ET TRAITEMENT DE ROUTINE

4.4.1 Acquisition des données

Le C.T.A.M.N. est équipé d'une station de réception SDUS (données numériques à basse résolution, soit quatre bits au lieu de six), ce qui permet d'enregistrer depuis le début de l'année 1983, des images du canal visible de certaines fractions de la zone couverte par le satellite METEOSAT II, satellite géostationnaire placé au-dessus de l'équateur au point de longitude 0°. Ce satellite, essentiellement utilisé par les météorologistes, enregistre toutes les trente minutes une image entière du globe terrestre dans les bandes spectrales suivantes :

Visible.....	0,4 à 1,1 μm
Infra Rouge Vapeur d'eau.....	5,7 à 7,1 μm
Infra Rouge Thermique.....	10,5 à 12,5 μm

La résolution au sol est d'environ 7 km sous nos latitudes. Les images brutes de METEOSAT sont reçues par la station de réception centrale de Darmstadt (R.F.A.), pré-traitées puis retransmises au format "WEFAX" par le satellite METEOSAT 1 aux stations de réception secondaires comme celle du C.T.A.M.N.. Au laboratoire, les images du canal visible des zones C2D (Europe et Afrique du Nord) et C5D (Afrique centrale) sont acquises régulièrement depuis janvier 1983 au rythme quotidien de trois images, à 9 h, 12 h et 15 h T.U. (figure 4.4 et tableau 4.3).

Les images WEFAX sont acquises automatiquement, stockées sur disque sous forme de fichiers multicanaux spécialement adaptés au traitement d'image, puis sauvegardées régulièrement sur bandes magnétiques 1600 BPI. La première étape du traitement consiste à effectuer un filtrage sur les images brutes afin de diminuer le bruit de transmission (voir figure 4.1.a plus haut), ainsi qu'à réaliser une translation des images entre elles afin de les rendre toutes parfaitement superposables pour les étapes suivantes du traitement.

On calcule en chaque point de l'image un indice d'enneuagement n_{ij} , représentant quantitativement l'enneuagement en un point, c'est à dire la surface relative du pixel couverte par les nuages. C'est en effet le paramètre qui influe au premier chef sur le rayonnement solaire arrivant au sol.

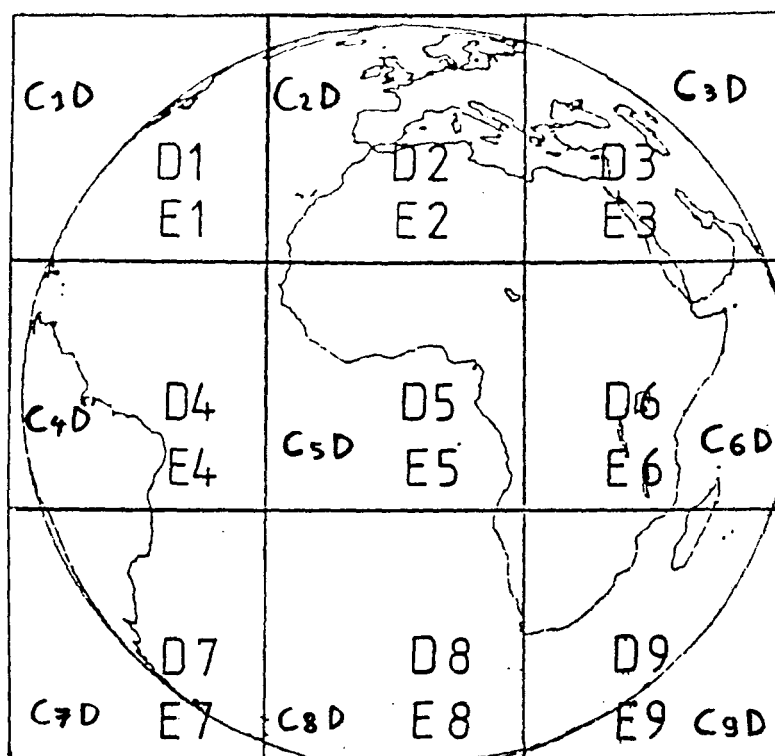


Figure 4.4 Découpage des images METEOSAT pour la dissémination WEFAX.
 Infra-rouge thermique : Format O
 Infra-rouge vapeur d'eau : Format E
 Visible basse résolution : Format C.D.
 D'après CANO (1982).

.....
: ZONE :	Europe :	Afrique centrale :	
.....
: spectre :	Visible :	Visible :	I.R. :
.....
: SLOTS :	19 :	20 :	- :
: :	25 :	26 :	24 :
: :	31 :	32 :	30 :
.....

Tableau 4.3 Répartition des images acquises régulièrement en 1983 par la station SDUS du CTAMN à l'Ecole des Mines.
remarque : slot n = image acquise par le satellite entre (n-1)/2 et n/2 en heure T.U.

4.4.2 Etablissement de cartes mensuelles d'éclairement global à midi

Les cartes mensuelles d'ennuagement moyen point par point constituent la base de la cartographie de l'éclairement global, exprimé en W/m^2 , suivant la méthode développée plus haut.

Les figures 4.5a à 4.5l présentent les moyennes mensuelles du rayonnement global au sol à midi, sauf pour le mois de mai où une panne de la station de réception a provoqué une interruption dans l'acquisition des données. Compte tenu de pertes inévitables lors de l'acquisition en routine des images Météosat, chaque moyenne a pu être effectuée sur environ 20 à 25 images par mois.

Un filtrage médian 7 x 7 est réalisé sur les images afin d'homogénéiser les valeurs de l'éclairement global et de les rendre plus faciles à interpréter par simple visualisation.

De même, un contour de côte a été surimposé aux images.

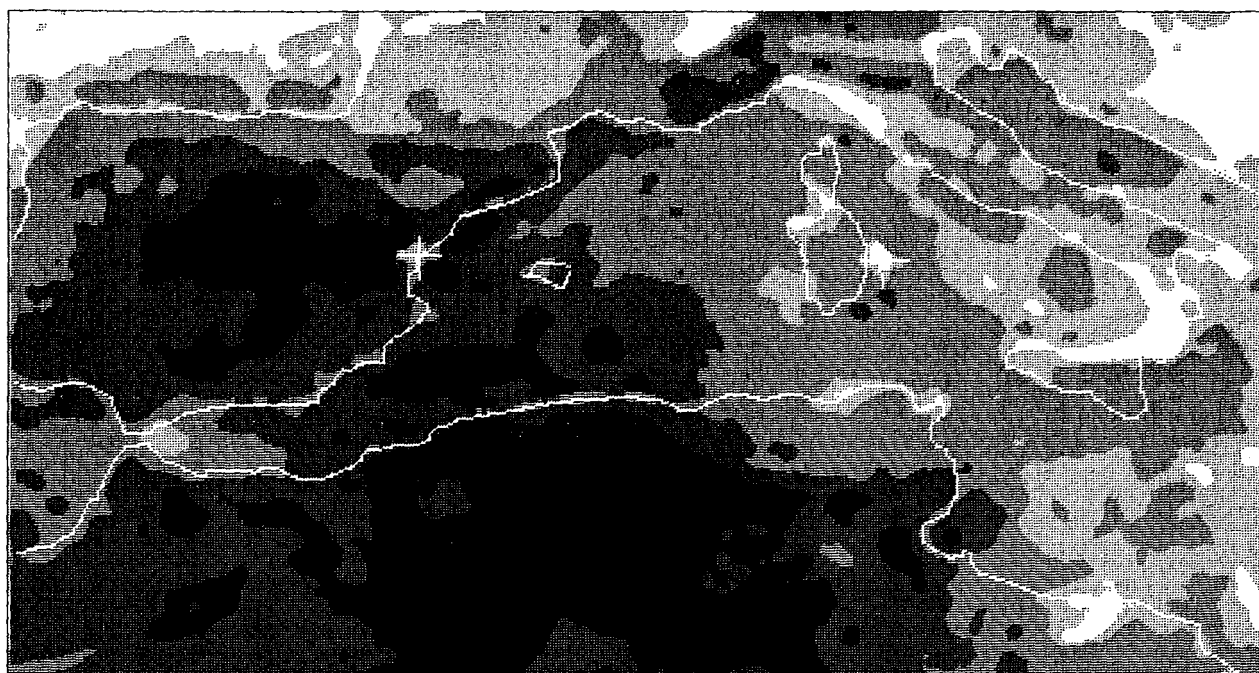
Les seuils qui bornent les niveaux de gris utilisés pour la représentation ont été adaptés à chaque image afin de représenter les valeurs d'ennuagement en correspondance avec des valeurs simples de l'éclairement global, exprimé en W/m^2 . La figure 4.5l représente la moyenne annuelle, synthétisée sur près de 250 images.

L'éclairement global au sol calculé à midi correspond à l'élévation maximum du soleil et est le plus représentatif de la quantité d'énergie totale reçue au cours de la journée. Sa connaissance permet l'évaluation de cette dernière avec une précision de 10% environ.

L'avantage de la méthode de calcul de l'éclairement global par satellite réside en sa bonne précision relative due à la précision en réflectance des images ainsi qu'en l'excellente résolution dans l'acquisition des données images qui est d'environ 7 km pour nos latitudes, soit nettement mieux que ce qui est permis dans les zones les mieux équipées du domaine terrestre.

Actuellement, cette méthode est ainsi la seule à pouvoir fournir avec précision des mesures de rayonnement au-dessus de la mer, ainsi qu'à mettre en évidence des microclimats se manifestant à l'échelle de la dizaine de kilomètres.

MOYENNE DE JANVIER 1983



4.5a

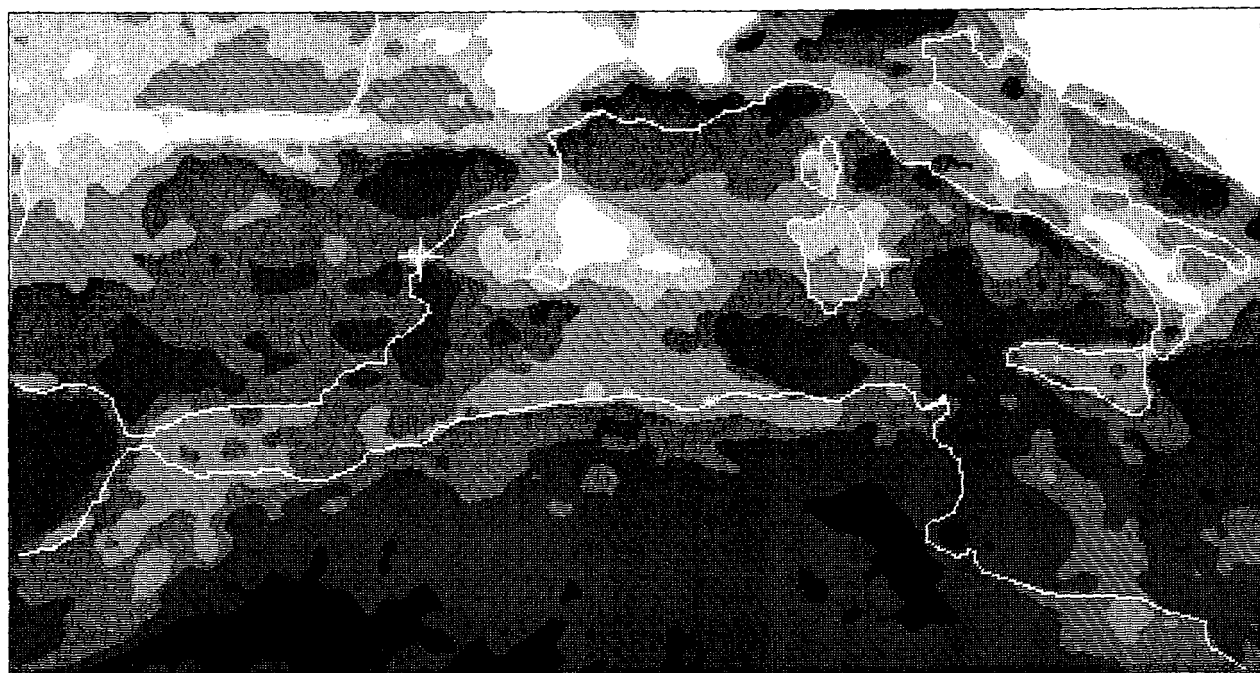
RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

450 425 400 375

INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

2 8 16 21

MOYENNE DE FEVRIER 1983



4.5b

RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

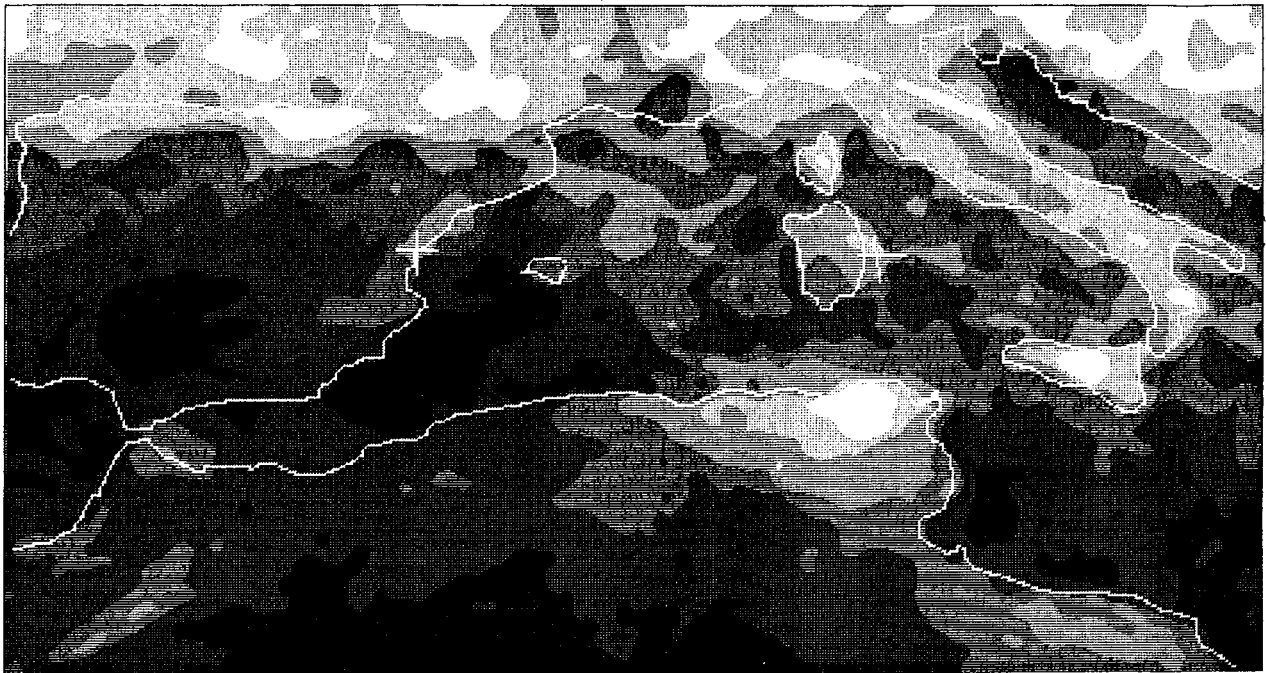
550 500 450 400 350

INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

7 17 26 36 46

Figures 4.5a à 4.51 Moyennes mensuelles de l'éclairement global maximal au sol pour l'ensemble de l'année 1984. Les images sont filtrées afin de rendre plus nettes les lignes d'iso-éclairement.

MOYENNE DE MARS 1983



4.5c

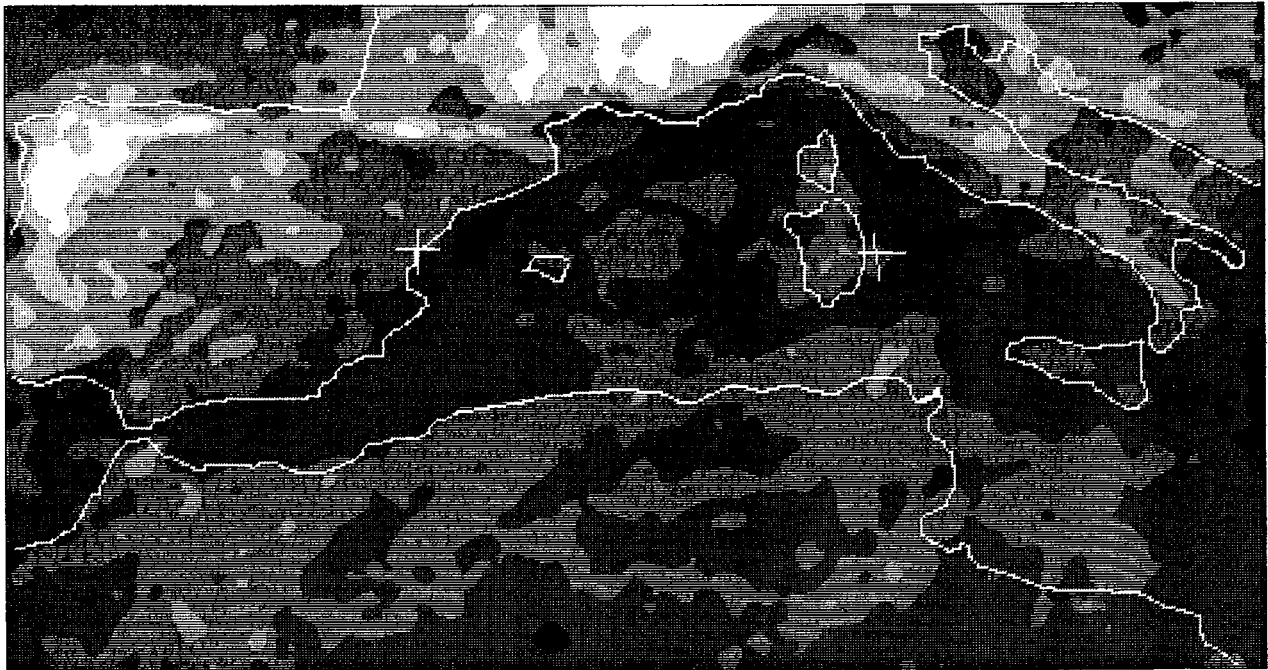
RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

700 650 600 550 500 450

INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

5 13 21 28 36 44

MOYENNE D'AVRIL 1983



4.5d

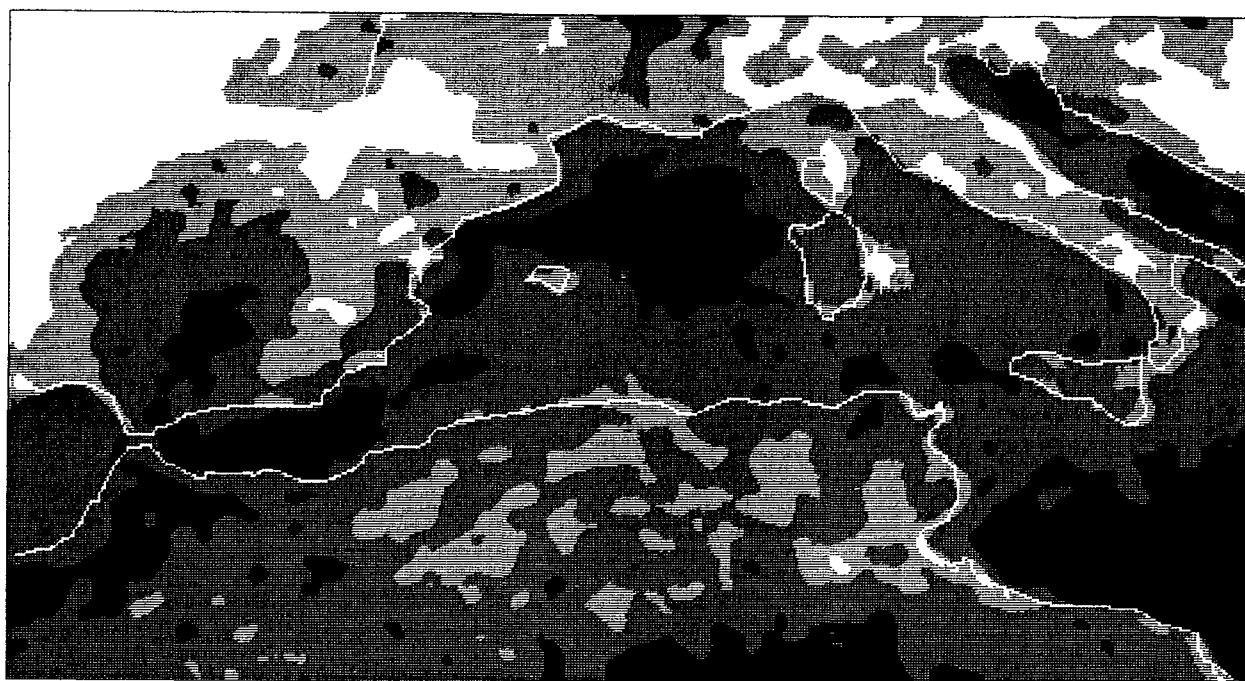
RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

850 800 750 700 650

INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

1 7 14 21 27

MOYENNE DE JUIN 1983



4.5e

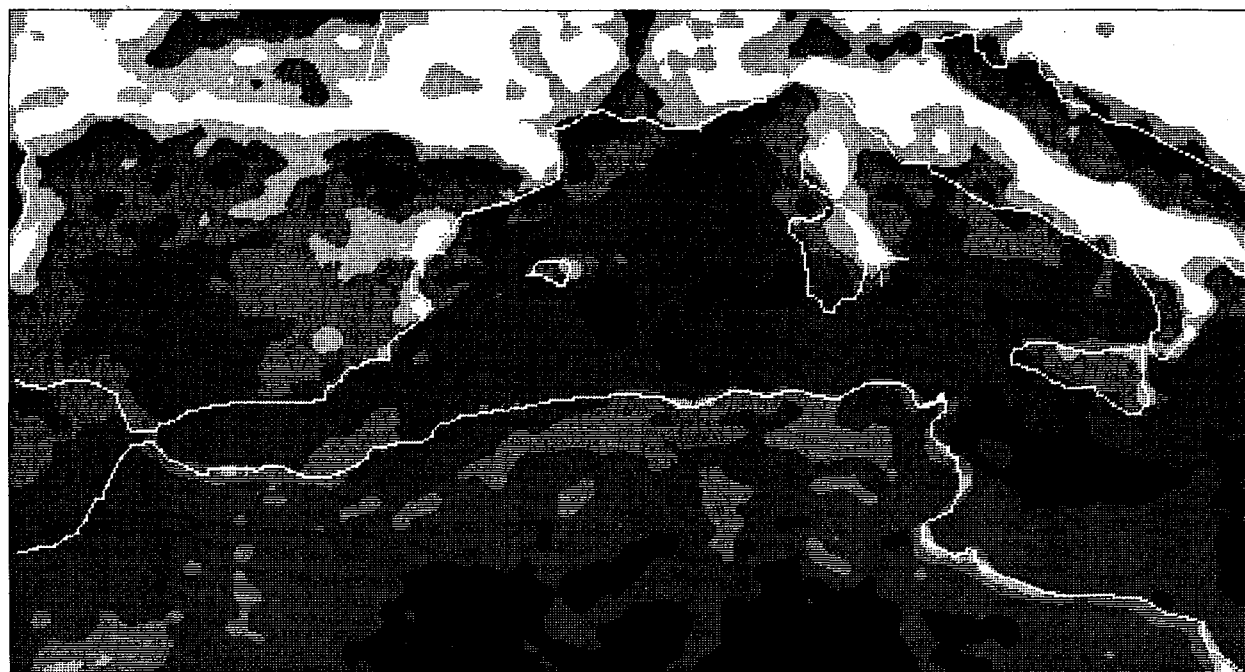
RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

900 850 800 750

INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

4 10 16 22

MOYENNE DE JUILLET 1983



4.5f

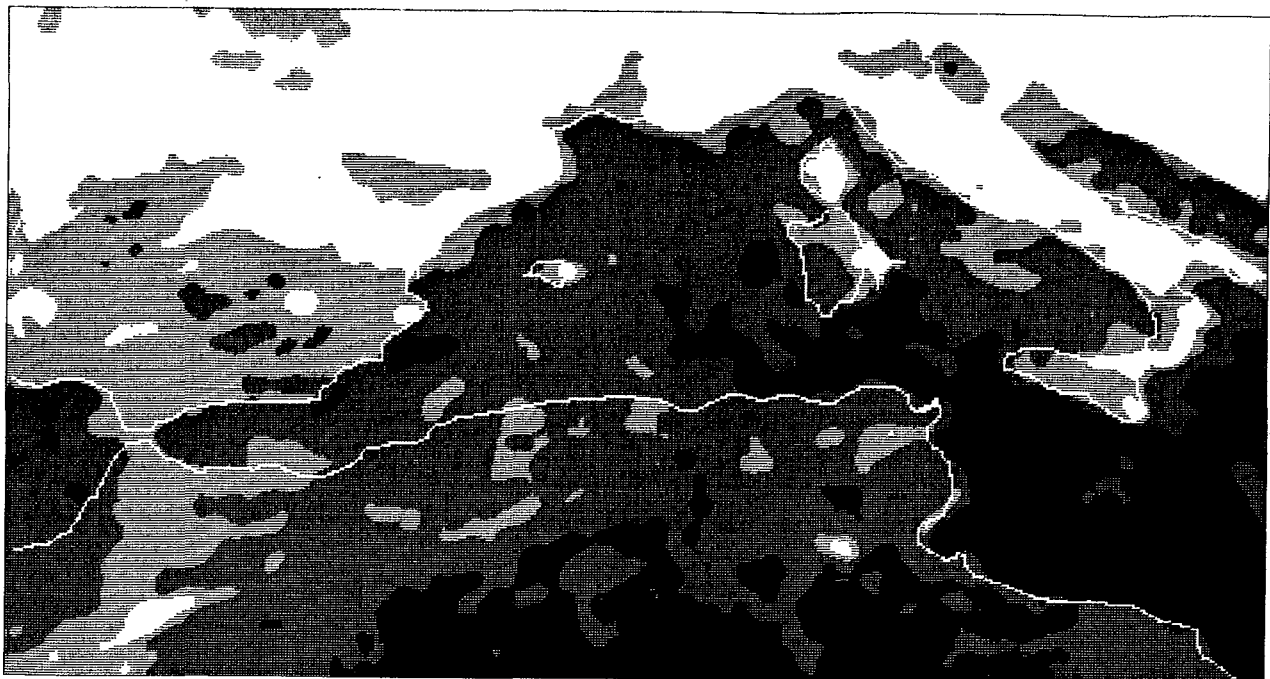
RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

900 850 800

INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

3 9 15

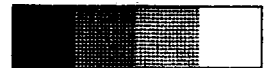
MOYENNE D'AOUT 1983



4.5g

RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

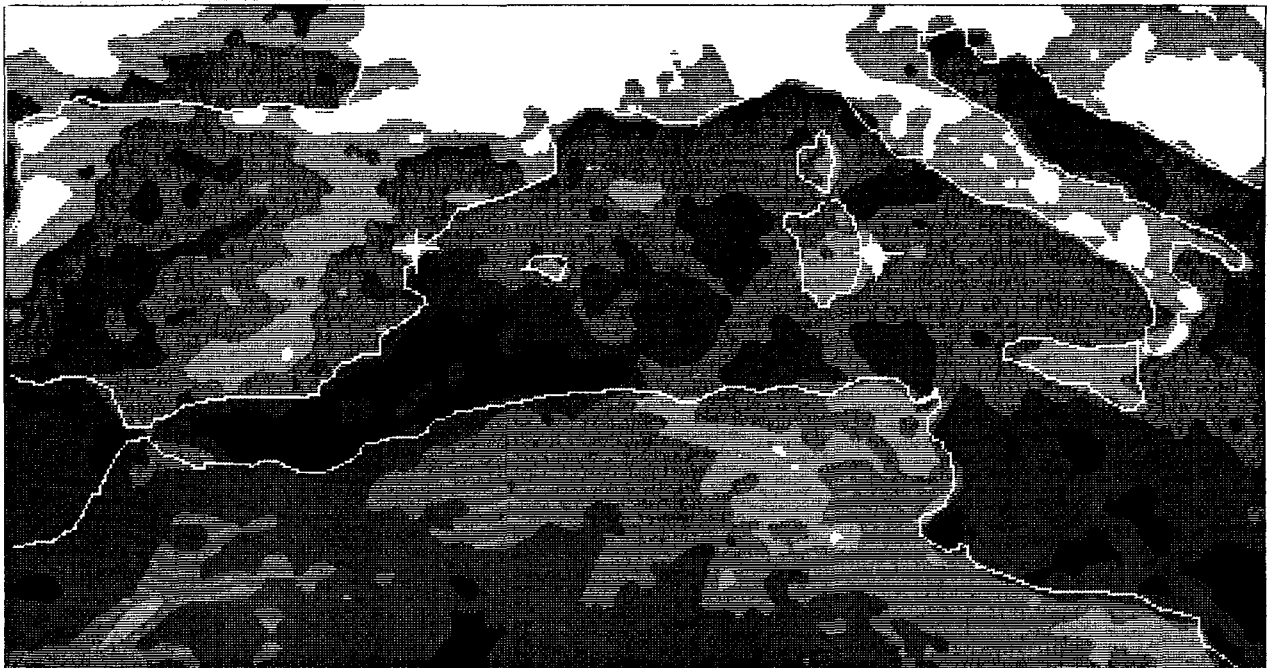
850 800 750



INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

3 10 16

MOYENNE DE SEPTEMBRE 1983



4.5h

RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

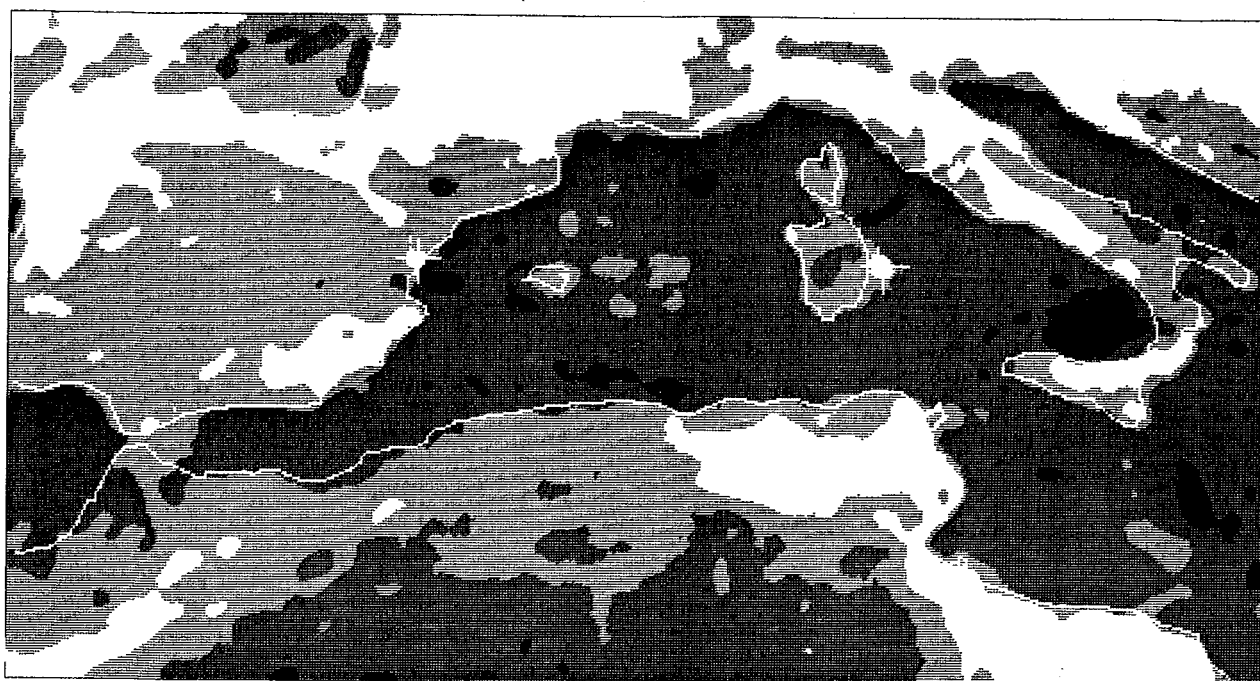
750 700 650 600



INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

4 11 19 26

MOYENNE D'OCTOBRE 1983



4.5i

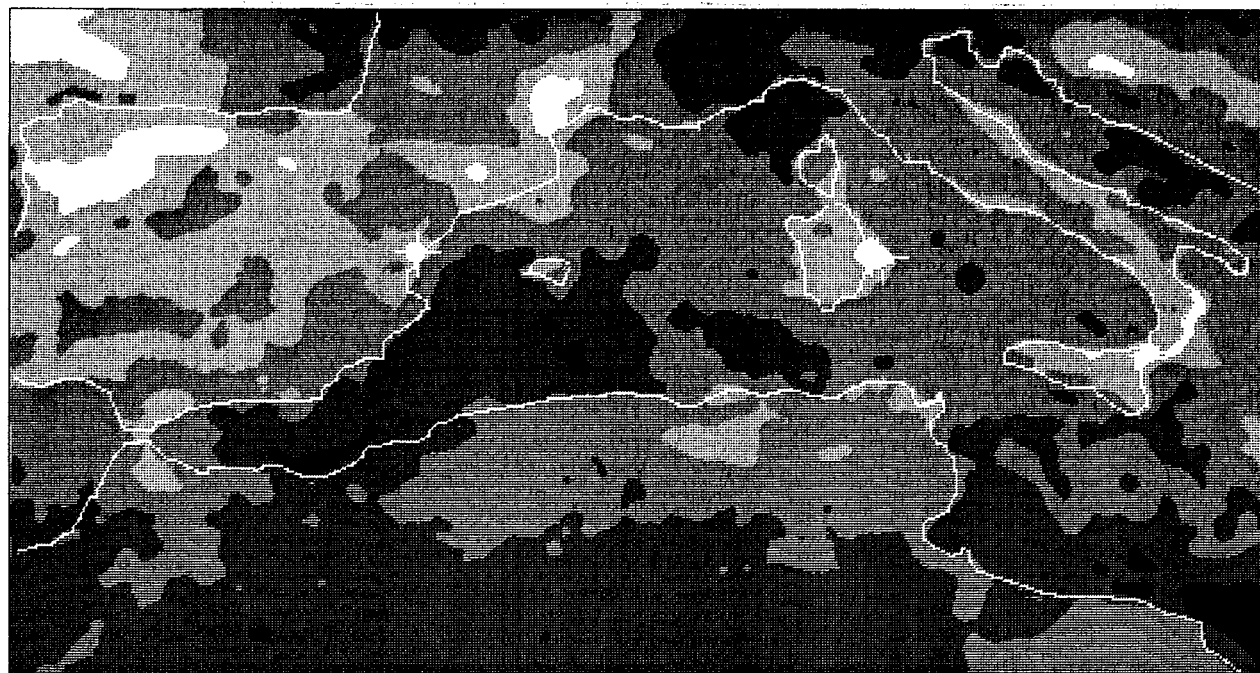
RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

600 550 500

INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

6 15 24

MOYENNE DE NOVEMBRE 1983



4.5j

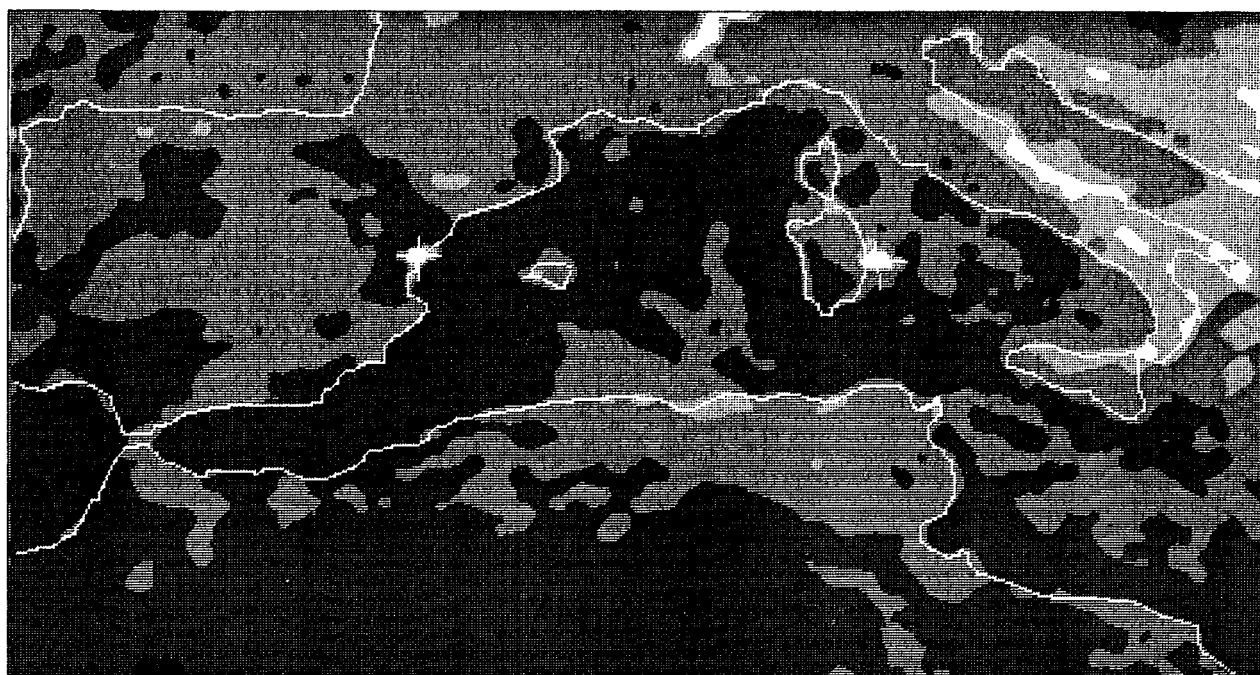
RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

500 450 400 350 300

INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

0 10 22 33 45

MOYENNE DE DECEMBRE 1983



4.5k

RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

400 350 300 250



INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

6 20 33 46

MOYENNE ANNUELLE 1983



RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A MIDI EN W/M2

650 625 600 575 550 525 500 475 450



4.51

INDICE D'ENNUAGEMENT EN %

6 10 14 18 22 27 31 36 40

4.5 DESCRIPTION ET DISCUSSION DES RESULTATS

4.5.1 Amplitude des variations mensuelles du rayonnement global

L'examen des cartes mensuelles fait apparaître une nette séparation entre les domaines terrestres et maritimes. Le rayonnement reçu par la mer est, en effet, significativement supérieur à celui reçu par la terre. Ceci est visible durant toute l'année et particulièrement sur la moyenne annuelle (figure 4.51), qui révèle des valeurs d'éclairement global à midi d'environ 500 W/m^2 sur la terre et de 600 W/m^2 sur la mer. La principale cause de cette différence réside dans la plus grande persistance des nuages au-dessus des terres et particulièrement sur les montagnes.

Le tableau 4.4 indique pour chaque mois la variation des écarts mensuels maxima observés géographiquement au-dessus de la Méditerranée occidentale, c'est à dire en considérant les zones les plus éclairées par rapport aux moins éclairées, sans toutefois tenir compte des extréma locaux parfois observés. Notons que ces écarts, d'environ 100 W/m^2 , sont mesurés entre des zones géographiques variables d'un mois à l'autre et sont supérieurs à ceux relevés entre les mêmes zones sur la carte de la moyenne mensuelle. Ces derniers sont d'environ 50 W/m^2 (figure 4.51) mais ne sont pas représentatifs des écarts représentés sur la figure 4.6 et mesurés en général entre le Sud et le Nord de la Méditerranée occidentale.

On constate que l'éclairement pendant les mois d'été est peu variable spatialement (figures 4.5f et 4.5g) alors qu'il l'est beaucoup plus durant le reste de l'année et, particulièrement, au printemps et à l'automne (figures 4.5c et 4.5j).

En pointillés (figure 4.6), est figurée l'évolution au cours de l'année de l'éclairement global maximal moyen sur l'ensemble de la Méditerranée. Sa variation sinusoïdale montre qu'il est fortement lié à l'éclairement potentiel maximal, en raison du faible ennuagement général lié au climat et de l'absence de saisonnalité importante de ce dernier.

Cette constatation laisse entrevoir la possibilité de mesurer les échanges thermiques potentiels en Méditerranée et d'estimer les variations annuelles du bilan hydrique (Guillard, Monget, 1983).

MOIS	bornes inf. et sup.	écart W/m ²	% du maxi.
J	375 - 475	100	21
F	350 - 460	110	24
M	500 - 700	200	31
A	750 - 860	110	13
M	- - -	-	-
J	800 - 940	140	15
J	850 - 930	80	9
A	800 - 880	80	9
S	650 - 780	130	17
O	550 - 640	90	14
N	350 - 500	150	30
D	350 - 400	50	13
moy.	575 - 625	50	17

Tableau 4.4 Ecart maximum de l'éclairement global moyen mesuré à midi au niveau de la mer et observés chaque mois de l'année 1983 en Méditerranée occidentale.

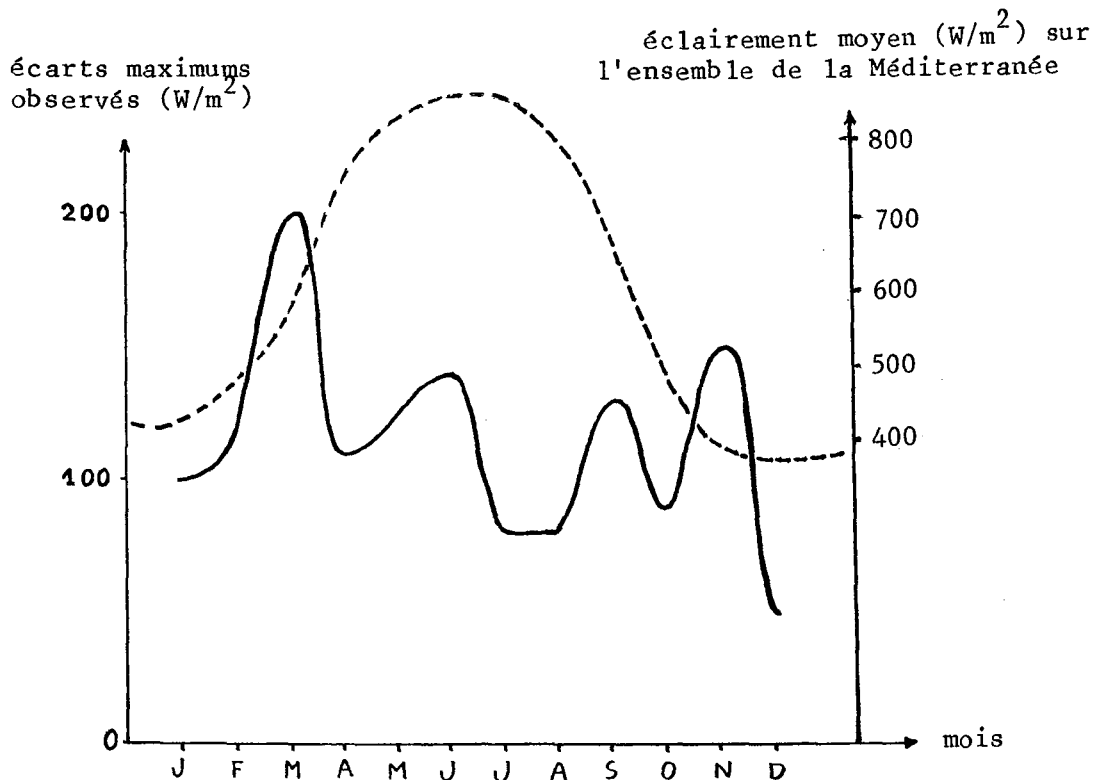


Figure 4.6 Courbe des variations des écarts maximums de l'éclairement global en Méditerranée occidentale en 1984. En pointillés, est représentée la courbe de variation de l'éclairement global moyen observé sur l'ensemble de la Méditerranée occidentale.

4.5.2 Variations locales de l'éclairement global de la mer

La plupart des cartes obtenues font apparaître dans le bassin occidental méditerranéen trois grandes zones distinctes :

- 1) en Méditerranée Nord-Occidentale et Adriatique Nord, au Nord du 40ème parallèle, une zone où l'éclairement global est assez faible et variable, entre 575 et 610 W/m^2 environ,
- 2) au Sud-Ouest des Baléares, entre l'Espagne et l'Algérie jusqu'au milieu de la mer d'Alboran, une zone caractérisée par de fortes valeurs d'éclairement, 625 à 650 W/m^2 , et que l'on retrouve également près des côtes tunisiennes, dans le bassin méditerranéen oriental,
- 3) ailleurs, une zone intermédiaire qui s'étend vers l'Est jusqu'au Nord du bassin oriental, présentant des valeurs de 600 à 625 W/m^2 environ.

Il serait, bien sûr, souhaitable de pouvoir disposer de moyennes établies sur cinq ou dix ans afin de s'affranchir des variations annuelles d'éclairement qui ne sont sans doute pas négligeables. Il est cependant permis de penser que l'on disposera dans quelques années, par cette méthode, de véritables cartes climatiques océaniques très utiles à la plupart des océanographes.

S'il est souvent difficile d'interpréter directement la seule répartition de l'éclairement solaire, certains points méritent cependant d'être approfondis, grâce à la confrontation avec des facteurs propres au milieu marin et liés plus ou moins directement au rayonnement reçu par la mer.

La température de surface est certainement le facteur le plus facile à mesurer en océanographie soit in situ, soit par l'intermédiaire d'images de satellites. Cette température, dont la connaissance est toujours très utile, est déterminée par les valeurs d'autres paramètres comme la température et le degré hygrométrique de l'air ainsi que la vitesse du vent, tous trois agissant sur l'évaporation. Mais les plus importants sont ceux liés au milieu marin (courants et mouvements turbulents), dissipés à la surface des océans et surtout l'éclairement global source de toute l'énergie et dont dépendent d'ailleurs largement certains des autres paramètres précédemment cités.

L'influence relative de ceux-ci étant très variable, nous allons maintenant examiner quelques cas où le rayonnement reçu à la surface de la mer semble assez fortement lié à la température de surface. Celle-ci est, en effet, synthétisée régulièrement à grande échelle et notamment pour la Méditerranée occidentale et l'Afrique du Nord sous forme de cartes hebdomadaires par le Centre de Météorologie Spatiale de Lannion (Champagne-Philippe, Harang, 1982 et bulletins SATMER). Certaines études sur les statistiques des fronts superficiels en Méditerranée ont également été menées à partir de thermographies haute résolution AVHRR telle que celle présentée en figure 4.8 et où la présence d'eau chaude (en sombre) est plutôt liée aux fortes valeurs de l'éclairement global (figure 4.7).

Nous avons vu que l'éclairement solaire en Méditerranée occidentale présente un maximum assez individualisé au sud-ouest des îles Baléares (figure 4.7). Il est intéressant de noter que sur les neuf mois d'avril à décembre 1979, pour lesquels des cartes synthétiques de répartition des eaux chaudes et froides ont été établies pour la Méditerranée occidentale, sept permettent d'observer la présence d'eau plus chaude dans cette zone que pour le reste de la Méditerranée. Les autres mois ne font pas apparaître de différence significative.

De même, les cartes hebdomadaires des bulletins SATMER de septembre 1983 à février 1984 font apparaître cette zone comme étant le plus souvent très pauvre en fronts thermiques, preuve de la relative "immobilité" de l'eau superficielle. Bien que devant être confirmée sur d'autres années, cette constatation laisse prévoir l'action prépondérante du rayonnement reçu par la mer sur la température de surface dans cette zone.

Certaines conditions paraissent néanmoins nécessaires pour une bonne corrélation éclairement global / température de surface et notamment l'absence de courants importants, ce qui est le cas ici (figure 4.9). Notons qu'une telle corrélation est en théorie quantifiable si l'on dispose à la fois de cartes moyennes de l'éclairement global et de la température de surface. Il serait alors possible de visualiser directement ces zones par comparaison des deux paramètres et même de suivre leur évolution saisonnière.

On observe également sur ces mêmes cartes thermiques moyennes et pour les mois d'avril, mai et juillet 1979, une masse d'eau superficielle

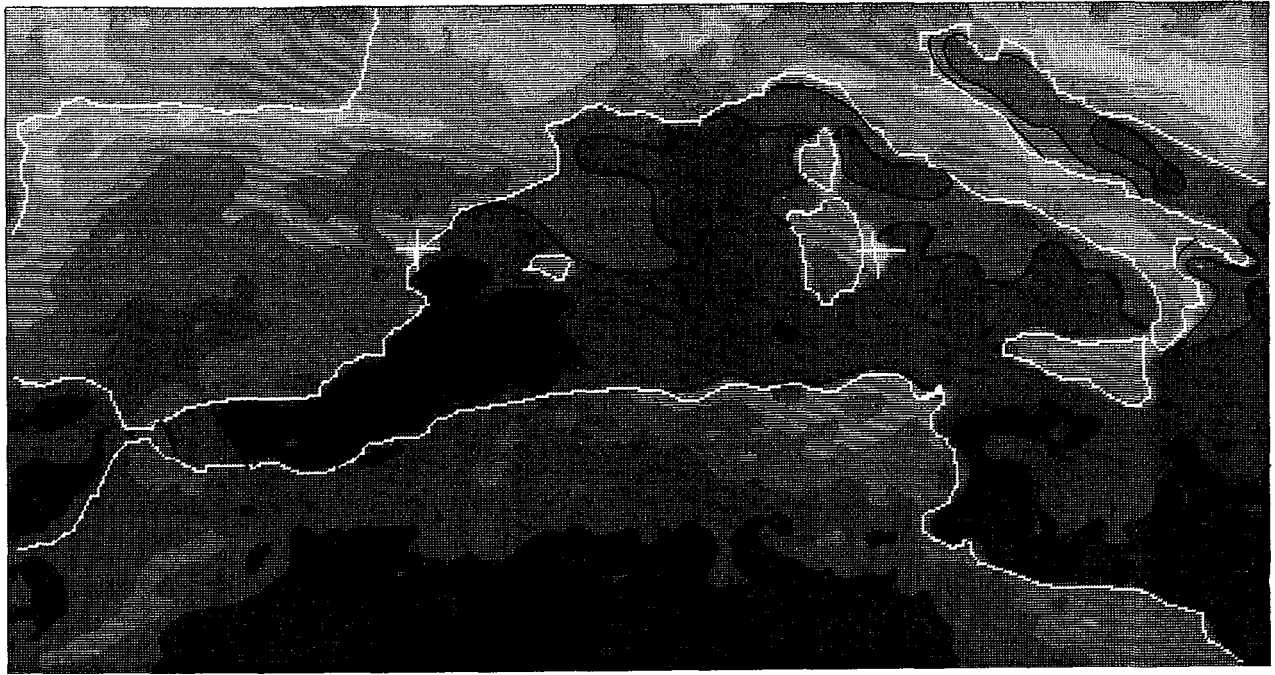


Figure 4.7 Zonation dans la répartition de l'éclairement global moyen de l'année 1983 mesuré à midi en Méditerranée occidentale.

VISUALISATION D'IMAGE MULTI CANAL : 01 - 10.3 - 11.3 MIC.
 AVHRR NOAA7 ORBITE 5860 : 12/ 8/1982 1343GMT. MEDITERRANEE OCCIDENTALE

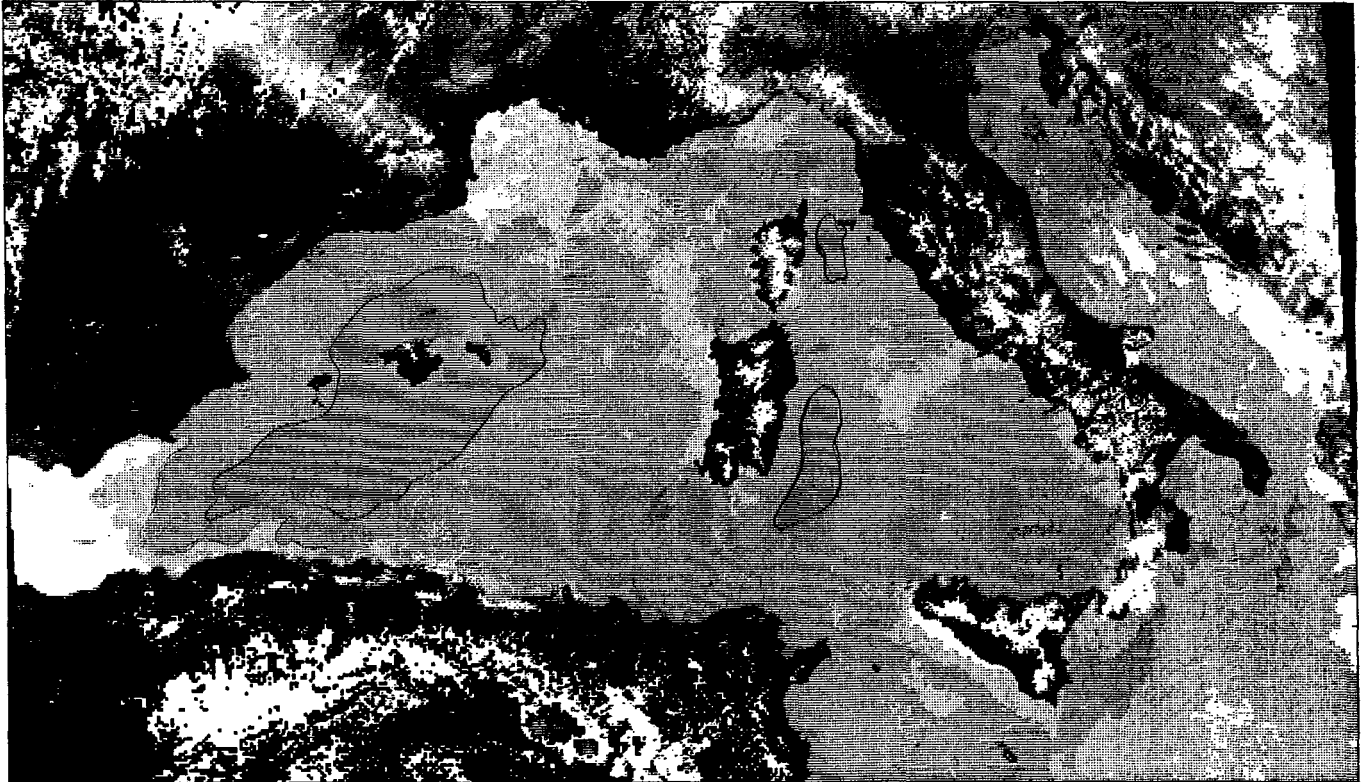


Figure 4.8 Thermographie AVHRR du 12 Aout 1982. Les teintes sombres représentent les plus hautes températures.

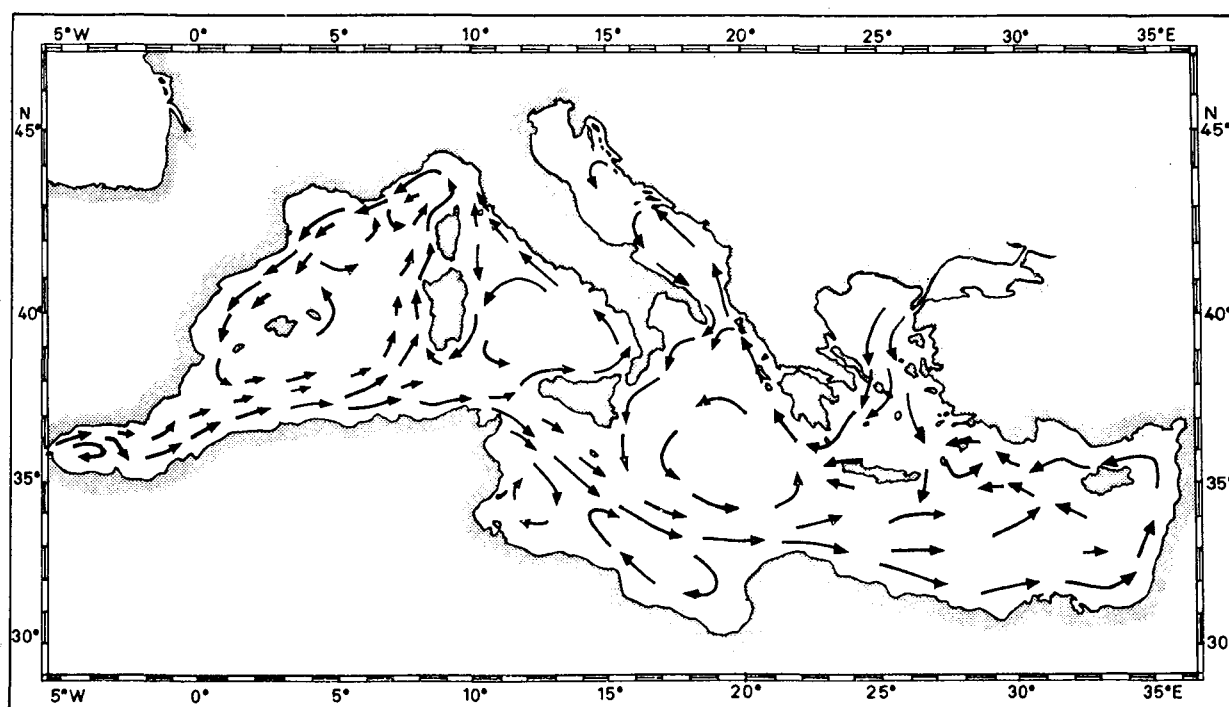


Figure 4.9 Circulation superficielle en été en Méditerranée, d'après H.Lacombe et P.Tchernia, 1972.

significativement plus froide, centrée sur le golfe du Lion uniquement, et pour tous les autres mois de l'eau superficielle plus froide à la fois sur le golfe du Lion et en mer Ligure. Notons que l'inverse n'est jamais observé. On constate que ces faibles températures moyennes sont aussi liées aux plus faibles valeurs observées de l'éclairement global maximal dans cette partie de la Méditerranée (figure 4.7) et plus particulièrement en mer Ligure où il est bien connu que la couverture nuageuse est plus importante en raison de l'absence de vents généraux secs comme le Mistral ou la Tramontane, caractéristiques du golfe du Lion.

L'examen des cartes d'éclairement global montre également à l'est de la Corse (figures 4.5b, c et 1), une zone de plus fort ensoleillement. Cette constatation se retrouve sur les thermographies où l'accumulation d'eau chaude à l'Est de la Corse est un phénomène largement observé.

D'autres zones ne présentent au contraire aucune corrélation visible éclairement global / température de surface. C'est le cas pour la mer d'Alboran où toutes les cartes mensuelles d'éclairement global font apparaître une très nette diminution du rayonnement reçu au fur et à mesure qu'on s'approche du détroit de Gibraltar (figure 4.7). Ce phénomène est très constant dans le temps (figure 4.5a à 4.5k) et semble lié au relief important des régions terrestres proches. Alors que les écarts de l'éclairement global y sont importants (environ 75 W/m^2), aucune influence sur la température de surface de la mer ne peut y être associée en raison de l'importance prépondérante des échanges d'eau intenses entre la mer Méditerranée et l'océan Atlantique dans cette zone.

Enfin, remarquons l'existence de franges côtières présentant un déficit d'ensoleillement par rapport aux zones situées plus au large, en liaison avec l'ennuagement plus important du domaine terrestre dont la différence de rugosité et de température avec le milieu marin provoque une ascension et une condensation des masses d'air. Cet effet s'appelle en météorologie la convergence côtière. L'individualisation de ces franges plus nuageuses est représenté en mer Adriatique le long des côtes italiennes, au Nord de la mer Ligure, et le long des côtes Nord-tunisiennes. La conséquence de ce déficit d'ensoleillement est très variable et dépend des conditions locales de circulation.

4.6 CONCLUSION

Il était prévisible que l'étude sur une grande échelle d'une quantité telle que l'éclairement global de la mer, dont l'influence est prépondérante à tous les niveaux d'échange d'énergie, aboutisse à l'établissement de comparaisons positives avec d'autres facteurs couramment étudiés en océanographie.

Loin d'être parfaitement aléatoire, cette juxtaposition révèle déjà des perspectives intéressantes avec la température de surface, mais mériterait d'être quantifiée et précisée grâce à un jeu de données établi sur une plus longue période.

L'avantage d'une telle confrontation réside dans sa relative universalité grâce à l'emploi quasi exclusif d'images de satellites dont les données sont aisément disponibles. De plus, de telles méthodes d'étude appliquées à l'océanographie fournissent très rapidement une quantité importante d'information, particulièrement appréciable pour de nombreuses zones de l'océan mondial faisant encore l'objet de peu d'étude, et pour lesquelles les données classiques sont peu nombreuses.

CONCLUSION

CONCLUSION

La télédétection est un outil très puissant en océanographie, en raison du grand nombre de données recueillies régulièrement sur une large zone.

Dans le golfe du Lion, la forte variabilité spatio-temporelle qui caractérise l'aire de dilution rhodanienne, ainsi que la plupart des phénomènes hydrologiques et biologiques, rend l'emploi de la télédétection nécessaire, en apportant une vue globale des sujets étudiés.

La difficulté d'étalonnage des données du radiomètre CZCS, due en particulier à la perte de sensibilité de celui-ci avec le temps, rend délicat l'établissement de résultats quantitatifs, lorsque des mesures d'optique marine concomitantes ne sont pas disponibles. D'autre part, les algorithmes qui permettent la détermination des concentrations absolues en pigments chlorophylliens ne sont pas d'un emploi aisé dans les zones turbides, ce qui est souvent le cas dans le golfe du Lion.

Cependant, après un traitement spécifique des données, les thermographies et les images de la couleur de la mer, issues respectivement des satellites de la série NOAA et du satellite NIMBUS-7, apportent des résultats qualitatifs intéressants à plusieurs niveaux.

Elles permettent de situer les résultats des mesures effectuées pendant la mission EURHOGLI 83, destinée à étudier le rôle du Rhône dans la production primaire du golfe du Lion, sur une échelle spatiale plus grande, grâce à l'aspect synoptique des observations. Les nombreuses thermographies traitées montrent que la nappe de dilution superficielle du Rhône est d'étendue très variable. Les variations de force et de direction du vent sont très vite répercutées sur la configuration de cette nappe, dont la direction est toujours à 45° environ sur la droite du vent.

Ces résultats sont complétés par l'apport des images CZCS. En effet, les gradients de la concentration en pigments chlorophylliens dépendent des rejets du Rhône, principalement pendant la période estivale.

Il est possible de circonscrire une véritable nappe pigmentaire correspondant à un développement planctonique à peu près permanent devant le Rhône, qui est provoqué par l'enrichissement en substances dissoutes.

Les mesures effectuées simultanément en mer font état de valeur de biomasse très élevées de 7 à 8 $\mu\text{g/l}$, associées à des valeurs de production primaire de plusieurs grammes de C/m²/jour, en raison du fort étalement superficiel de la nappe en l'absence de vent. La télédétection permet de mesurer la surface de cette aire de forte production et de suivre précisément son évolution spatio-temporelle, mais ne donne pas de mesure quantitative précise, ni de profil vertical sur la couche d'eau détectée. On observe cependant une bonne corrélation relative entre les mesures satellitaires et in situ, à chaque fois que la concordance entre les deux types de mesures est réalisable.

Les images du gradient de concentration du matériel particulaire en suspension révèlent également une forte corrélation avec les rejets du Rhône, suivant un gradient régulier vers le large, contrairement à la teneur en pigments chlorophylliens, dont le maximum est observé à plusieurs dizaines de milles vers le large.

Le mistral est le principal facteur de dispersion de ces rejets vers le large, et leur présence est parfois décelable en surface à plus de 100 milles vers le SW. La turbidité de l'eau est aussi très forte le long de toutes les côtes sableuses depuis l'embouchure du Rhône jusqu'au Languedoc, où la remise en suspension à partir du fond est importante, en raison du brassage induit par le vent, particulièrement pendant la période hivernale.

D'une manière générale, il apparaît que la confrontation entre mesures satellitaires et mesures in situ met en évidence une stratégie d'échantillonnage des campagnes en mer innadaptée, notamment à l'évolution spatiotemporelle très forte de l'aire de dilution d'un grand fleuve. Il conviendrait plutôt de prévoir des missions spécifiquement axées sur la prospection rapide des eaux de surface, en mesurant en continu plusieurs paramètres (température, salinité, chlorophylle a, turbidité), en même temps que la réflectance in situ de la mer.

Il serait également possible d'obtenir et de traiter une image satellitaire en temps réel, ce qui permettrait de localiser précisément l'extension de la nappe de dilution thermique ou la nappe pigmentaire associée, et de diriger une prospection du milieu marin en conséquence.

En dehors de la zone directement concernée par la dilution du Rhône, des séquences d'images obtenues durant les hivers 1981 et 1982 établissent la présence en surface d'eau optiquement très claire, provenant soit du brassage des eaux sur les premières centaines de mètres, soit de remontées

d'eau intermédiaire. De nombreux fronts et tourbillons sont alors observés, en accord avec les mesures recueillies pendant les campagnes MEDOC précédentes. L'apport simultané de la température de surface et de la couleur de la mer permet, là encore, de caractériser ce phénomène de formation d'eau profonde et de suivre son évolution dans le temps.

Le développement phytoplanctonique printanier observé par satellite à travers la répartition des zones à forte biomasse, est très dépendant de ces remontées d'eau intermédiaires riches en sels nutritifs et son évolution est suivie précisément sur plusieurs mois. Le maximum de ce développement s'observe tout d'abord à l'ouest de la Méditerranée nord-occidentale, puis de plus en plus vers l'est.

L'étude de l'éclairement solaire global au niveau de la mer, estimé par satellite et présentée en quatrième partie, montre que le potentiel productif des grandes régions méditerranéennes peut varier dans le temps et l'espace, l'éclairement reçu agissant directement sur le rendement photosynthétique des cellules phytoplanctoniques.

L'existence de fortes variations saisonnières et spatiales de l'éclairement solaire, combinées à la stabilité des eaux de surface, influe également sur la température de ces dernières.

En conclusion, la télédétection se révèle un outil performant et prometteur, qui doit être considéré comme un maillon important dans de nombreux programmes de recherche en océanographie, ce qui nécessite la mise en place sur le terrain d'une stratégie d'échantillonnage adaptée, mais aussi complémentaire de la précision spatiale et temporelle apportée par le satellite.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Albuisson M., Etude de la couleur et de la température de la mer par télédétection, contrat CNEXO 79/2034 CTAMN/80/R/02, 1980.

Albuisson M., Monget J.M., Méthodes et moyens utilisés pour la mise en forme des données de satellites de télédétection : application à la cartographie thermique, Publ. Sci. Tech. CNEXO, actes colloq., 5, 181-202, 1978.

Aloïsi J.C., Millot C., Monaco A., Pauc H., Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentogénétiques sur le plateau continental du golfe du Lion, C.R. Acad. Sc. Paris, 289, série D, 879-882, 1979.

Aloïsi J.C., Monaco A., Etude des structures sédimentaires dans les milieux deltaïques (Rhône). Apport à la connaissance des conditions de sédimentation et de diagénèse, C.R. Acad. Sc. Paris, 290, série D, 159-162, 1980.

Aloïsi J.C., Cambon J.P., Carbonne J., Cauwet G., Millot C., Monaco P., Pauc H., Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin, applications au golfe du Lion, Oceanol. Acta, 5, 4, pp 481-491, 1982.

Aranuvachapun S., Perry R.I., Spectral variations of coastal water irradiance as a measure of phytoplankton pigments, Int. J. Remote Sensing, 2, 4, 299-312, 1981.

Arfi R., Exemple d'application de la télédétection (thermographie IR) à un suivi écologique, Vèmes journées Etud. Poll.CIESM, 963-972, 1980.

Austin R.W., The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface, Optical Aspects of Oceanography, London, 317-344, 1974.

Austin R.W., Gulf of Mexico, Ocean colour surface-truth measurements, Boundary Layer Meteorol., 18, 269-285, 1980.

Austin R.W., Petzold T.J., The determination of the diffuse attenuation coefficient of sea water using the Coastal Zone Color Scanner, Oceanography from space, Proceedings of the COSPAR/SCOR/IUCRM Symposium, Venise, Italy, 1980.

Ball Aerospace System Division, Development of the Coastal Zone Colour Scanner for NIMBUS-7, vol. 1 and 2, Final Report F78-11, Rev.A., 1979.

Blanc F., Chamley H., Leveau M., Les minéraux en suspension, témoins du mélange des eaux fluviales en milieu marin : exemple du Rhône, C.R.Acad. Sc. Paris, 2509-2512, 1969.

Blanc F., Leveau M., Essais de l'eutrophie et de la dessalure sur les populations planctoniques, Mar. biol., 5, 4, 283-293, 1970a.

Blanc F., Leveau M., Plancton et eutrophie : aire d'épandage rhôdaniennne et golfe de Fos (traitement mathématique des données), Thèse d'état, t 1-2, Univ. d'Aix-Marseille, 681 p, 1973.

Boutière H., Fiala A., Jacques G., Soyer J., Ecologie marine sur le littoral du Languedoc-Roussillon (de Sète au cap Creux), Publ. du CNEXO, Rapport de contrat n° 73/795, 1974.

Boutler J., Contribution à l'étude des éclaircissements sous-marins et de leur répartition spectrale, Thèse 3ème cycle, Univ. de Paris, 1970.

Boutler J., Photométrie sous-marine : mesures effectuées pendant la mission MEDIPROD 1, Inv. Tesq., 35, 1, pp 147-154, 1971.

Caraux D., Austin R.W., Remote sensing (Nimbus-7 CZCS) analysis of phytoplankton distribution in coastal waters of the gulf of Lions (North western Mediterranean), International archives of International Society for photogrammetry and remote sensing, vol 24 VII/1, 689-695, 1982.

Cassanet J., Etude par télédétection des températures et turbidités des eaux au large de la Loire Atlantique, Paris, Collection de l'Ecole Normale Supérieure de Jeunes Filles, 21, 1981.

Castaing P., Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes ; cas de la Gironde, Thèse doct. Etat, Fac. Sci. Bordeaux I, 1981.

Chamley H., Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée, Thèse d'état, Univ. Aix-Marseille, AO. 5762, 401 p, 1971.

Champagne-Philippe M., Harang L., Fronts superficiels en Méditerranée d'après les télé-mesures AVHRR avril 79-mars 81, Note de travail EERM, n°31, 172 pp, 1982.

Clark D.K., Phytoplankton pigments algorithms for the Nimbus-7 CZCS, Oceanography from space, Proceedings of the COSPAR/SCOR/IURCM Symposium, Venise, Italy, 1980.

Coste B., Minas H.J., Premières observations sur la distribution des taux de productivité et les concentrations en sels nutritifs des eaux de surface du golfe du Lion, Cah. Océanogr., 19, 5, 417-429, 1967.

Coste B., Circulation et évolution des composés de l'azote et du phosphore (sels nutritifs) dans le bassin nord-occidental méditerranéen, influence sur la production organique, Thèse Doct. Etat, Univ. de Marseille, 1971.

Crépon M., Hydrodynamique marine en régime impulsif, Thèse d'état, Université Paris VI, 1971.

Demarcq Y., Regrain R., Rudelle J., Deux méthodes d'analyse des données de télédétection ; applications à la géomorphologie et à l'aménagement du littoral picard, Dinard, Mém. Lab. Géomorphologie E.P.H.E., 32, 105 p, 1979.

Demarcq H., Wald L., La dynamique superficielle du panache du Rhône d'après l'imagerie infrarouge satellitaire, Oceanologica Acta, 7, 2, 1984.

Deschamps P.Y., Phulpin T., Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 micron, Boundary-Layer Meteorology, 18, 131-143, 1980.

Dupouy C., Etude des floraisons du phytoplancton sur la radiale Roscoff-Plymouth (Manche Occidentale) en 1980 et 1981 ; Apport des images satellitaires de la couleur de l'océan, Thèse 3ème cycle, Univ. de Lille, 1982.

Fieux M., Contribution à l'étude hydrologique et dynamique du golfe du Lion en période hivernale, Thèse 3ème cycle, Fac. Sci. Paris, 1, 90, 1972.

Gascard J.C., Mediterranean deep water formation baroclinic instability and oceanic eddies, *Oceanol. Acta*, 1, 3, pp 315-330, 1978.

Gordon H.R., Brown O.B., Jacobs M.M., *Appl. Opt.* 14, 417-427, 1975.

Gordon H.R., Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans, *Appl. Opt.*, 17, 1631-1636, 1978.

Gordon H.R., Clark D.K., Atmospheric effects in the remote sensing of phytoplankton pigments, IURCM coll. on passive radiom. of the ocean, *Inst. Ocean. Scien.*, Sidney B.C., Canada, 1978.

Gordon H.R., Clark D.K., Mueller J.L., Hovis W.A., Phytoplankton pigments from the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner : comparisons with surface measurements, *Science*, 210, 4465, 63-66, 1980.

Gordon H.R., Reduction of error introduced in the processing of Coastal Zone Color Scanner type imagery resulting from sensor calibration and solar irradiance uncertainty, *Appl. Optics*, 20, 2, 1981.

Gordon H.R., Clark D., Clear water radiances for atmospheric correction of Coastal Zone Color Scanner imagery, *Appl. Optics*, 1981.

Gordon H.R., Clark D.K., Brown J.W., Brown O.B., Evans R.H., Satellite measurements of the phytoplankton pigment concentration in the surface waters of a warm core Gulf Stream ring, *Journal of Marine Research*, 40, 2, 1982.

Gordon H.R., Clark D.K., Brown J.W., Brown O.B., Evans R.H., Breenkow W.W., Phytoplankton pigments concentrations in the middle atlantic bight : comparison of ship determinations and CZCS estimates , *Appl. Optics*, 22, 20, 1983.

Gower J.F.R., Denman K.L., Holyer R.J., Phytoplankton patchiness indicates the fluctuation spectrum of mesoscale oceanic structure, *Nature*, London, 288, 157-159, 1980.

Højerslev N. K., Water color and its relation to primary production, *Boundary-Layer Meteorology*, 18, pp 203-220, 1980.

Holligan P.M., Viollier M., Dupouy C., Aiken J., Satellite studies on the distributions of chlorophyll and Dinoflagellate blooms in the western English Channel, *Continental Shelf Research*, 1983.

Hovis W.A., Clark D.K., Anderson F., Austin R.W., Wilson W.A., Baker E.I., Ball D., Gordon H.R., Mueller J.L., El-Sayed S.F., Sturm B., Wrigley R.C., Yentsch C.S., Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner : system description and initial imagery, *Science*, 210, 4465, 60-63, 1980.

Ivanoff A., Introduction à l'océanographie : propriétés physiques et chimiques des eaux de mer, Vuibert, Paris, T.2, 340 p, 1975.

Jerlov N.G., Optical studies of ocean water, Rep. Swedish Deep Sea exped., 3, 1-59, 1951.

Jerlov N.G., Marine Optics, Elsevier Scientific Oceanography Series, 14, Elsevier Amsterdam, 2nd ed., 203 p, 1976.

Le Fevre J., Viollier M., Le Corre P., Dupouy C., Grall J.R., Remote sensing observations of biological material by LANDSAT along a tidal thermal front and their relevancy to the available field data, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 16, 37-50, 1983.

Loeillet C., Etudes statistiques des distributions de taille des particules en suspension dans deux zones soumises à l'influence rhôdaniennne (darse 1 de Fos, golfe du Lion), thèse 3ème cycle, t 1-2, 103 pp, 1984.

Margalev R., Le plancton de la Méditerranée, la Recherche, 15, 158, pp 1082-1094, 1984.

Maul G.A., Gordon H.R., On the use of LANDSAT 1 in optical oceanography, Remote Sensing of Environment, 4, 95-128, 1975.

McClain E.P., Pichel W.G., Walton C.C., Ahmad, Z., Sutton, J., Multi-channel improvements to satellite-derived global sea surface temperatures, Advanced Space Research, 2, 6, 43-47, 1983.

Millot C., Wald L., The effect of Mistral wind on the ligurian current near Provence, Oceanol. Acta, 3, 4, 399-402, 1980.

Millot C., Wald L., Upwelling in the gulf of Lions, In Coastal Upwelling, vol 1, Coastal and Estuarine Science Series, 160-166, F.A. Richards ed., American Geophysical Union, 1981b.

Minas H.J., Recherches sur la production organique primaire dans le bassin méditerranéen nord-occidental, rapports avec les phénomènes hydrologiques, Thèse d'Etat, Univ. de Marseille, 227 pp, 1968.

Morel A., Prieur L., Analysis of variations in ocean color, Limnol. Oceanogr., 22, 4, 1977.

Nykjaer L., Schlittenhardt P., Sturm B., Qualitative and quantitative interpretation of ocean color-NIMBUS 7-CZCS imagery of the northern Adriatic sea from may to september 1982, 1984.

Pauc H., Contribution à l'étude dynamique et structurale des suspensions solides au large de l'embouchure du grand Rhône (Grau de Roustan), Thèse 3ème cycle, Perpignan, Montpellier, 126 pp, 1970.

Platt T., Herman A.W., Remote sensing of chlorophyll concentration obtain by MSS in Yashima bay, Marine Sciences, Symposium 118, 1979.

Platt T., Herman A.W., Remote sensing of phytoplankton in the sea : surface layer chlorophyll as an estimate of water-column chlorophyll and primary production, Int. J. Remote Sensing, 4, 2, 343-351, 1983.

Prieur L., Thèse d'état, Univ. P et M Curie, Paris, 243 pp, 1976.

Quenzel H., Kaestner M., Optical properties of the atmosphère : calculated variability and application to satellite remote sensing phytoplankton, Appl. Opt., 19, 1338-1344, 1980.

Sathyendranath S., Thèse doct. 3ème cycle, Univ. P et M Curie, 123 pp, 1981.

Sathyendranath S., Morel A., Light emerging from the sea ; interprétation and uses in remote sensing, 1981.

Shannon L.V., The Cape NIMBUS-7 CZCS programme : an overview and preliminary results, 4th S. Afr. Natl. Oceanogr. Symp. , July 1979, Cape Town, S 189, S. Afr. J. Science, 75, 564, 1979.

Shannon L.V., Moster S.A., Walters N.M., Anderson F.P., Chlorophyll concentrations in the southern Benguela current region as determined by satellite (Nimbus 7 Coastal Zone Color Scanner), Journal of Phytoplankton Research, 5, 4, 1983.

Smith R.C., Baker K.S., Optical classification of natural waters, Limnol. Oceanogr., 23, 260-267, 1978.

Smith R.C., Baker K.S., Oceanic chlorophyll concentrations as determined by satellite (NIMBUS-7 Coastal Zone Color Scanner), Mar. Biol., 66, 269, 1982.

Smith R.C., Eppley R.W., Baker K.S., Correlation of primary production as measured aboard ship in southern California coastal waters and as estimated from satellite chlorophyll images, Mar. Biol., 66, 281-288, 1982.

Sturm B., Determination of chlorophyll concentration in the sea from NIMBUS-7 Coastal Zone Color Scanner (CZCS) data, XX convegno sullo Spazio, Roma 11-13 marzo, 1980.

Sturm B., Ocean color remote sensing and quantitative retrieval of surface chlorophyll in coastal waters using NIMBUS-7 CZCS data, Oceanography from Space, J.F. Gower ed., Plenum Publish Corp., 267-279, 1981a.

Sturm B., The atmospheric correction of remotely sensed data and the qualitative determination of suspended matters in marine water surface layers, Remote sensing applications in marine science and technology, A.P. Cracknell ed., 162-197, 1981b.

The Nimbus-7 user's guide, **Goddard Space Flight Center**, Charles R. Madrid ed., 263 pp, 1978.

Uno S., The distribution of chlorophyll concentration obtain by MSS in Yashima Bay, Marine Sciences, Symposium 118, 1979.

Viollier M., Contribution à l'étude du rayonnement rétrodiffusé par l'océan. Application à la télédétection de la chlorophylle, Thèse 3ème Cycle, Univ. Lille I, n°610, 1976.

Viollier M., Télédétection des concentrations en seston et pigments chlorophylliens contenus dans l'océan, Thèse d'état, n° 503, Univ. de Lille I, 1980c.

Viollier M., Radiometric calibration of Coastal Zone Color Scanner on NIMBUS-7 : a proposed adjustment, Appl. Optics, 21, pp 1142-1145, 1982.

Viollier M., Baussart N., Deschamps P.Y., Preliminary results of CZCS NIMBUS 7 experiment for ocean colour remote sensing : observation of the Ligurian sea, Proceedings of the COSPAR/SCOR/IURCM Symposium "Oceanography from Space", May 1980, Venise, Italy, Plenum Press, New York, 1980b.

Viollier M., Tanre D., Deschamps P.Y., An algorithm for remote sensing of water color from space, Boundary-Layer Meteorology, 18, pp 247-267, 1980a.

Wald L., Utilisation du satellite NOAA 5 à la connaissance de la thermique océanique. Etude de ses variations saisonnières en mer Ligure et de ses variations spatiales en Méditerranée, Thèse 3ème cycle, Univ. de Paris 6, 1980.

Wald L., Nihous G., Ligurian sea : annual variation of the sea-surface thermal structure as detected by satellite NOAA-5, Oceanol. Acta, 3, 4, pp 465-470, 1980.

Whitlock C.H., Poole L.R., Ursy J.W., Houghton W.M., Witte W.G., Moris W.D., Gurganus E.A., Comparison of reflectance with backscatter and absorption parameters for turbid waters, Appl. Optics, 20, 3, pp 517-522, 1981.

Yentsch C.S., The influence of phytoplankton pigments on the color of sea waters, Deep-Sea Res., 7, 1-9, 1960.

Yentsch C.S., Phinney D.A., The use of attenuation of light by particulate matter for the estimate of phytoplankton chlorophyll with reference to the Coastal Zone Colour Scanner, Journal of Plankton Research, 4 (1), pp 93-102, 1982.

Yoo H.R., Etude de la turbidité et de la température des eaux superficielles à partir des images de satellites ; application à la Gironde, au plateau nord aquitain (France) et à la baie de Kyunggi (Corée), Thèse d'état, Fac Sci. Bordeaux I, 1982.

BIBLIOGRAPHIE DE LA QUATRIEME PARTIE

Cano D., Etude de l'ennuagement par analyse de séquences d'images de satellite, Thèse de docteur-ingénieur ENST, 1982.

Champagne-Philippe M., Harang L., Fronts superficiels en Méditerranée d'après les télé-mesures AVHRR, note de travail n°31, 172 pp, mars 1982.

Gautier C., Diak G., Masse S., A simple physical model to estimate incident solar global radiation at the surface from GOES satellite data, Journal of Appl. Meteorology, 19, 8, 1005-1012, 1980.

Guillard H., Monget J.M., L'utilisation de la télédétection dans l'évaluation du bilan hydrique en Méditerranée, Conf. climat méditerranéen et ressources en eau, Marseille 6-8 sept, 1983.

Ivanoff A., Introduction à l'océanographie ; propriétés physiques et chimiques des eaux de mer, Vuibert Ed., tome 2, 340 pp, 1975.

Monget J.M., Möser W., Plasy J.L., Reinhard E., Climatologie solaire et télédétection : un programme européen de recherche coopérative, Annales ENSMP, janvier 1983.

Möser W., Raschke E., Determination of global irradiation and of cloudiness from Meteosat image data, Colloque sur la Météorologie de l'Energie Solaire, PIRDES-CNRS, Toulouse, 1981.

Pastre C., Développement d'une méthode de détermination du rayonnement solaire à partir des données de Météosat, La Météorologie, 6, 24, 1981.

Raschke E., Preuss M., The determination of the solar radiation budget at the earth's surface from satellite measurements. Meteorology Rdsch 32, pp 18-28, 1979.

Satmer bulletins mensuels du Centre de Météorologie Spatiale, Lannion, 1983 à 1984.

Wald L., Monget J.M., Remote Sensing of sea-state using the 0.8-1.1 micron channel, International Journal of Remote Sensing, 4, 2, pp. 443-446, 1983.